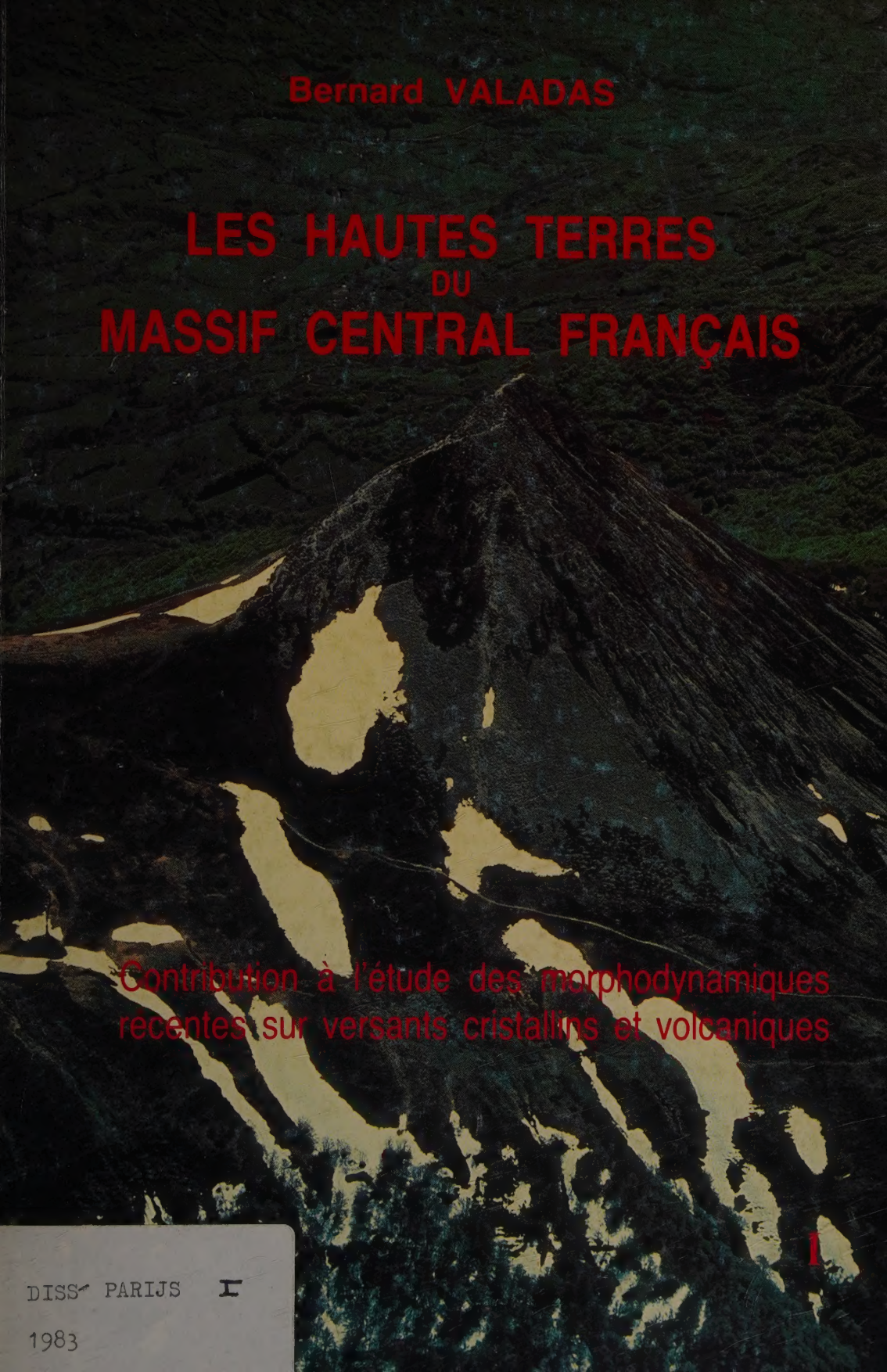




Bernard VALADAS

LES HAUTES TERRES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

Contribution à l'étude des morphodynamiques
récentes sur versants cristallins et volcaniques

DISS. PARIJS I

1983

Bernard VALADAS
Agrégé de l'Université
Docteur en Lettres & Sciences Humaines

LES HAUTES TERRES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

I

THÈSE DE DOCTORAT D'ÉTAT
UNIVERSITÉ DE PARIS - SORBONNE - BOULOGNE

1994

Cet ouvrage reprend pour l'essentiel une thèse d'État de Géographie soutenue le 6 mai 1983 à l'Université de Paris I - Panthéon-Sorbonne devant un jury composé de M.M. Derruau, Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand II (Président), M.A. Godard, Professeur à l'Université de Paris I (Rapporteur), et de MM. M. Champetier de Ribes, Laboratoire central des Ponts et Chaussées, R. Coque, Professeur à l'Université de Paris I, R. Raynal, Professeur à l'Université de Strasbourg, G. Soutadé, Professeur à l'Université de Paris X - Nanterre.

Toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, par quelque procédé que ce soit, constituerait une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

Bernard VALADAS
Agrégé de l'Université
Docteur es Lettres & Sciences Humaines

LES HAUTES TERRES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

**Contribution à l'étude des morphodynamiques
récentes sur versants cristallins et volcaniques**

I

THÈSE de DOCTORAT d'ÉTAT
UNIVERSITÉ de PARIS I - PANTHÉON - SORBONNE

Ouvrage publié avec le concours du Ministère de l'Éducation nationale

1984

AVANT PROPOS

Au moment de présenter au lecteur cet ouvrage, remonte en moi le souvenir de cet été 1972 où je parcourus pour la première fois l'espace qui venait de devenir mon "terrain de thèse". Ce terrain, vaste territoire situé entre le Limousin et les Cévennes, je le connaissais un peu : voyages personnels, excursions d'étudiants, Diplôme d'Etudes Supérieures m'avaient familiarisé avec ses horizons. En fait, je croyais le connaître, mais très vite je me rendis compte de sa complexité et des difficultés que j'aurais à l'appréhender, à l'expliquer et à traduire pour autrui les arcanes de son élaboration et les multiples facettes de son fonctionnement.

Que de diversité en effet entre les molles ondulations du haut Limousin et les échines étroites du Tanargue ! Que de variations dans la forme de détail des versants, et cela souvent en quelques dizaines ou centaines de mètres ! Quel contraste entre les "montagnes herbagères" du Cantal au vert intense, violent et capiteux, et les pelouses rousses brûlées par le soleil et par le vent des hautes croupes du Mont Lozère ! Et partout ce mélange anarchique, inextricable, entre les bois, les prairies, les landes et les champs cultivés. Peu d'espaces minéraux.

Peu d'hommes aussi. Des villages abandonnés, des maisons aux volets clos. Et pourtant, l'empreinte de l'homme était visible partout, l'homme aménageur et ordonnateur de tous les paysages que j'avais devant les yeux, même lorsque sa présence directe n'était plus effective depuis longtemps. Partout se lisaient les traces de son passage, sur les plus hauts sommets du Mont Lozère et sur ceux du Cantal, et combien plus encore dans les massifs d'altitude moyenne comme la Margeride. Et ces traces racontaient l'affrontement incessant avec les éléments naturels, à la recherche d'un équilibre continuellement remis en cause.

Les difficultés rencontrées par les hommes sur ces terres que l'on a l'habitude de qualifier de rudes, je les ai approchées au contact des agriculteurs, en partageant leur vie et leurs travaux, en particulier dans le hameau de Mallecombe, blotti au pied du massif du Goulet, face au Mont Lozère. J'ai saisi là l'importance de la notion de

terroirs, de "cette unité écologique" (au sens de G. Bertrand), de cette portion d'espace où la pente, le modelé, le sol, la circulation de l'eau et la pousse des végétaux sont différents de la partie voisine. J'ai compris qu'à l'échelle d'une exploitation agricole les rendements en céréales ou la saveur du lait pouvaient être différents selon qu'ils provenaient d'une "cham" horizontale à couverture calcaire, d'une pente schisteuse à éclats anguleux ou d'une "combe" granitique installée dans une ancienne niche de nivation. J'éprouvais alors le besoin impérieux d'expliquer les différences entre ces terroirs : origine, localisation, évolution, ... A l'intérêt géomorphologique pur s'ajoutaient des préoccupations plus larges de géographie rurale et économique.

Pour cela, il fallait d'abord être un homme de terrain, parcourir l'espace et emmagasiner des observations. Dans ces conditions le lecteur comprendra que le présent ouvrage soit d'abord une "thèse de terrain", fruit d'une longue quête. C'est en interrogeant les formes, les formations, et cela en toute saison, et en les voyant évoluer sur plusieurs années que j'ai pu répondre aux questions que je me posais. Cela ne veut pas dire que le Laboratoire ait été oublié, loin de là, et j'y ai eu recours chaque fois que la nécessité s'en faisait sentir pour résoudre les problèmes les plus difficiles : amenuisement des matériaux par cryoclastie, recherches des fluctuations climatiques grâce à la palynologie, ... Cependant, le Laboratoire le plus important pour moi est resté le Terrain, de façon à faire le maximum d'observations en situation et à ne pas étudier les processus pour eux-mêmes, mais en relation avec leur environnement.

Quant à la façon de présenter les faits au lecteur, je l'ai voulue la plus simple possible, et les étapes qui la ponctuent se détachent à la manière des "enveloppes superposées" qui constituent "l'épiderme" des versants : d'abord le feutrage des formations périglaciaires, puis les retouches récentes et actuelles principalement localisées dans l'étage supraforestier, enfin les transformations importantes liées à l'activité humaine. Ce n'est qu'une fois tous les éléments d'explication répertoriés que j'ai pu les rassembler en une synthèse qui montre l'importance de chacun dans la construction de la grande fresque que représentent les modelés et les terroirs qui leur sont associés. Ainsi, j'espère avoir répondu, au moins en partie, aux questions que je me posais.

Conçue à l'échelle de l'ensemble du Massif Central, cette étude

demeure incomplète et laisse encore de nombreuses questions en suspens. Mon vœu le plus cher est que d'elle, naissent d'autres travaux, travaux qui permettront de pousser plus loin notre connaissance des milieux géographiques du Massif Central, en particulier grâce à des études stationnelles ou sur parcelles expérimentales.

A l'heure de livrer au lecteur cette étude, je souhaite qu'ainsi présentée, elle puisse être utile, non seulement au géographe, mais aussi à l'habitant des hautes terres décrites ici, à celui qui, par son travail quotidien, se trouve être aujourd'hui l'artisan principal de la lente modification des versants ; puisse-t-elle aussi être prise en considération, pour certains de ces aspects, par les aménageurs et les administrateurs, tous ceux qui sont chargés de préparer l'avenir de ces hautes terres.

* * *

Au terme de cette étude, le devoir qui m'est le plus agréable à accomplir est de remercier tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont aidé dans sa lente élaboration.

En premier lieu ma pensée se tourne vers M. le Professeur A. Godard qui a accepté de diriger ce travail et de guider mes premiers pas sur le terrain. Sa grande disponibilité, ses conseils constants et sa rigueur dans le raisonnement ont été pour moi de précieux encouragements. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde et respectueuse gratitude.

Je dois aussi beaucoup à tous les enseignants de l'Université de Clermont-Ferrand qui surent m'éveiller à la géographie ; parmi eux, je tiens à remercier tout particulièrement M. le Professeur M. Derruau qui me fit aimer le Massif Central et m'initia à la morphologie volcanique et P. Bout qui me fit partager son enthousiasme pour les phénomènes périglaciaires.

Ce travail a été enrichi par les rencontres annuelles à Fontainebleau de la Commission Nationale d'Etudes des Phénomènes Périglaciaire sous la direction de Monsieur le Professeur R. Raynal ; les

travaux effectués dans ce cadre furent toujours pour moi un stimulant précieux. Mes remerciements vont aussi à G.Soutadé qui a su me faire profiter de son expérience tant au cours de l'excursion qu'il dirigea dans les Pyrénées orientales que lors du voyage d'étude de l'I.G.S. qui nous conduisit dans les montagnes scandinaves.

Je ne voudrais pas oublier non plus l'ensemble des enseignants-chercheurs, ingénieurs et techniciens du LA 141 ; ma reconnaissance s'adresse plus particulièrement à Mme M.Denèfle qui a réalisé avec beaucoup de soin les analyses polliniques, et Mme B.Lanoë qui a effectué les travaux de laboratoire en micropédologie. De même, je tiens à associer à ce travail le Laboratoire de géomorphologie de Caen où ont été conduites les expériences de cryoclastie. Je dois aussi remercier le CNRS pour son aide financière, d'abord dans le cadre de l'ERA 51, puis du LA 141.

Mes remerciements je les dois aussi à tous mes amis, collègues et anciens collègues du Département de Géographie de Limoges qui m'ont encouragé et soutenu dans mon travail, ainsi qu'à ceux du Laboratoire de Biologie végétale. Je pense également à J.M.Desbordes, Directeur des Antiquités Historiques du Limousin, avec lequel j'entretiens des liens d'amitié et de travail.

A tous ceux qui sont venus sur mon terrain je veux aussi exprimer mes remerciements tant aux participants à la sortie organisée en juin 1980 qu'à tous ceux qui m'ont apporté individuellement leur concours : Mme A.Dylikowa, A.Cailleux, P.Gabert, R.Neboft, A.Reffay, J.P.Legros, Mme B.Coque, Y.Ono, M.Benazzouz, D.Soyer,...

J'ai eu la chance de parcourir plusieurs régions en compagnie d'Y.Veyret dont la connaissance et les qualités d'observation ont été pour moi un soutien de grand prix. De nombreux et fructueux échanges suivirent ; de cette longue collaboration naquit une profonde amitié. Je lui adresse aujourd'hui mes chaleureux remerciements.

Enfin, à mon épouse, aux membres de ma famille et au petit nombre d'amis qui ont cru en ce travail, j'exprime ma vive reconnaissance.

LIVRE I

OBJECTIFS, MÉTHODES ET CADRE GÉOGRAPHIQUE DE L'ÉTUDE

PREMIERE PARTIE DU LIVRE I :

UNE RECHERCHE NOUVELLE DANS UN CADRE BIEN CONNU.

Depuis longtemps, le Massif Central français attire les chercheurs. Des études géographiques variées lui ont été consacrées et les principaux aspects de ces recherches sont aujourd'hui bien connus (1). Aux essais les plus anciens fondés en bonne partie sur l'évolution cyclique et la mise en évidence des diverses surfaces d'aplanissement ont succédé des travaux de géomorphologie mettant l'accent sur la structure et destinés à cerner la part respective de l'érosion différentielle et de la tectonique récente dans l'explication des reliefs d'échelle moyenne. L'éclairage morphoclimatique n'a pas été négligé non plus : ainsi les épisodes villafranchiens du bassin du Puy et de la haute Loire sont connus depuis les travaux de P. Bout et l'englacement du massif a fait l'objet d'une synthèse récente qui insiste sur les problèmes de limites et de marges glaciaires (Y. Veyret, 1978). Quant aux étapes de la mise en place des édifices volcaniques elles ont été précisées par les géologues, en particulier grâce à des datations absolues.

Les grands cadres de l'évolution morphologique du Massif Central étant aujourd'hui en place, toute nouvelle étude de géomorphologie réalisée

(1)- Afin d'éviter une longue énumération, les principaux travaux antérieurs ne seront pas rappelés ici, mais cités au fur et à mesure du développement du présent ouvrage.

pour l'ensemble du massif risquait désormais de n'apporter que quelques arguments supplémentaires aux discussions déjà engagées. Appliquée à une région particulière, elle ne pouvait guère aboutir qu'à de légères modifications du schéma général. Dans ces conditions, était-il possible et souhaitable d'entreprendre un travail supplémentaire sur cette région ? Pouvait-on encore écrire quelque chose de neuf sur un tel massif ?

Répondre positivement, comme nous l'avons fait, exigeait d'envisager l'étude dans une perspective nouvelle.

Considérant le canevas général mis en place et en grande partie expliqué, nous avons délibérément choisi de porter notre regard sur les dernières étapes du fonctionnement du modelé. Aucune synthèse n'avait été tentée sur l'évolution périglaciaire des versants, aussi avons-nous voulu combler cette lacune. De même, aucune étude d'ensemble n'avait été envisagée sur les morphodynamiques cryonivales qui affectent actuellement les massifs les plus élevés ; là aussi il nous a paru intéressant d'éclairer ce phénomène et cela d'autant plus que s'il n'y a pas filiation directe entre ces deux thèmes, il y a presque toujours insertion des processus du second dans les formes et les formations mises en place par le premier. De ce fait, il nous a paru judicieux d'associer ces deux thèmes de recherches. Nous avons donc voulu dans un premier temps prolonger les études antérieures et parfaire notre connaissance des modelés.

Mais très vite, nous nous sommes aperçu que dans une région aussi anciennement peuplée que le Massif Central, il fallait tenir compte du fait humain pour comprendre la répartition et la nature des dynamiques actuelles. Bien plus, ce sont de véritables rapports dialectiques étroits qui s'établissent entre l'exploitation par l'homme et le milieu. Dans la mesure où le milieu intéresse l'agriculteur est étroitement lié aux héritages de la dernière période froide, on retrouve là le premier thème. Bref, il était indispensable d'ajouter le volet "action anthropique" à notre étude.

Pour parvenir à notre but, seule une analyse naturaliste et globale était possible. Nous avons eu très vite conscience qu'il fallait ajouter

aux cadres géomorphologiques (s.s.) les interactions avec la vie végétale et animale et un système d'interrelations où l'homme avait sa place.

Il fallait donc choisir une échelle d'étude mettant en évidence les modelés de détail. Dans de telles conditions, et avec cet état d'esprit, notre objet d'étude s'imposait, ce ne pouvait être que le versant, au sens étroit du terme. Bien sûr, il devait être envisagé comme un objet en soi, avec sa dynamique et ses constituants propres, mais aussi et surtout en relation avec les versants environnants, c'est-à-dire en système de versants. Dans une région comme le Massif Central où les modelés de dissection sont la dominante et présentent des aspects d'une extrême variété, parfois dans un espace réduit, l'utilisation d'une telle approche nous a paru être la mieux appropriée.

Ainsi conçue, l'étude se veut oeuvre nouvelle. Non seulement elle éclaire les dernières étapes de l'évolution du modelé, mais en outre, elle permet d'expliquer la mosaïque des milieux géographiques de détail directement exploités et aménagés par l'homme.

I - LE CADRE GEOGRAPHIQUE.

Etudier les dernières étapes du fonctionnement des versants cristallins et volcaniques des hautes terres du Massif Central, en particulier lors des épisodes périglaciaires et des retouches récentes, impose une double approche dans la recherche. Il faut :

- d'une part, pratiquer l'analyse géomorphologique classique, c'est-à-dire décrire des modelés, chercher sur le terrain et en laboratoire les éléments d'explication, donner les définitions des formes et des formations, préciser les limites des phénomènes et tenter une régionalisation, sans oublier l'aspect évolutif et chronologique. Tout ceci nécessite de travailler sur un espace assez vaste de façon à pouvoir comparer différentes régions entre elles et à bien inscrire les phénomènes dans leur environnement géographique.

- d'autre part, il est nécessaire d'avoir recours à des études stationnelles d'une grande précision. Certains versants, au sens étroit du terme, doivent faire l'objet d'analyses précises, de façon à éclairer le fonctionnement de tel ou tel modelé. Il faut donc choisir un certain nombre d'échantillons particulièrement représentatifs et en pousser l'étude.

Il est bien évident que la deuxième approche ne peut venir que lorsque la première est déjà en partie amorcée car c'est en fonction de ses résultats que se fait le choix des témoins dont l'étude doit être privilégiée. En retour, l'observation de ces échantillons-témoins doit apporter un complément d'informations sur les connaissances générales recueillies au début du travail.

Aborder notre sujet avec une telle dualité dans l'approche nous imposait des limites géographiques particulières. Il nous fallait à la fois couvrir un vaste espace géographique de façon à saisir l'originalité des processus, des formes et des formations périglaciaires, et privilégier de petits secteurs de terrain dont l'étude devait être plus poussée pour montrer le fonctionnement global de certains milieux.

En raison de la grande taille du Massif Central, il était impossible de vouloir l'étudier dans toute son étendue. Selon quels critères fallait-il donc choisir les régions? Il nous a paru intéressant d'aborder l'étude en ayant une certaine variété morphostructurale et en même temps des situations climatiques diverses, ce qui ne pouvait manquer de donner un "clivage croisé" digne d'intérêt. C'est pourquoi, travailler selon une longue diagonale allant du Limousin à la Montagne cévenole nous a semblé particulièrement satisfaisant : en

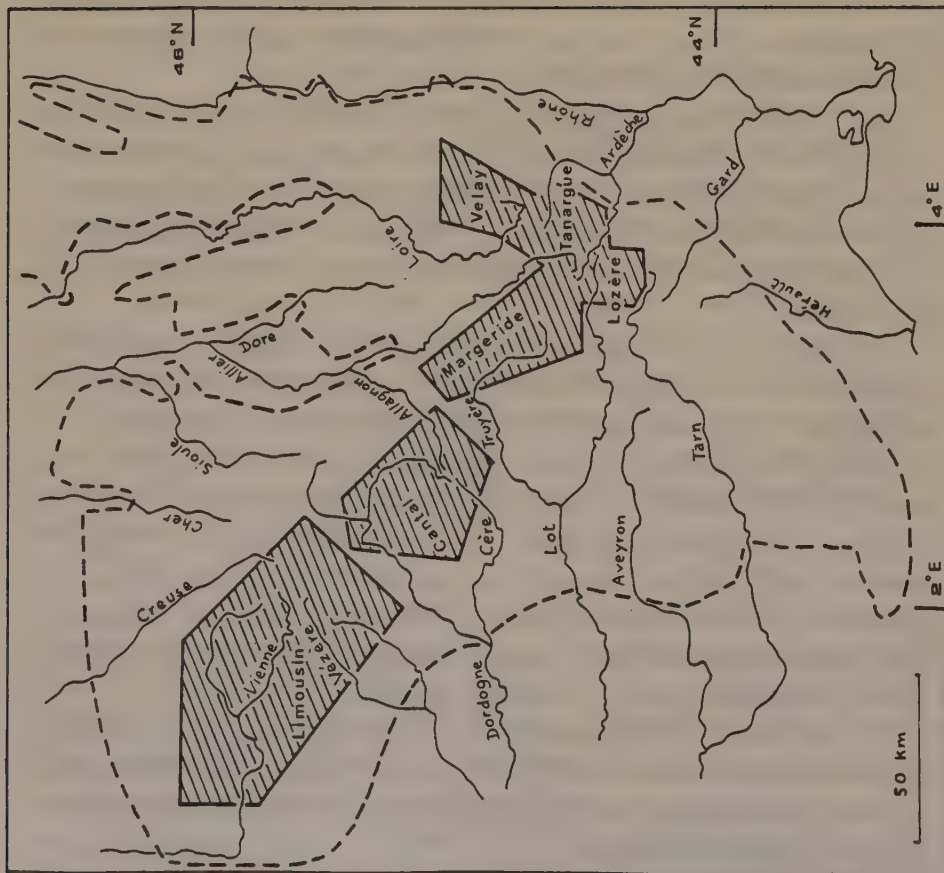
effet, nous trouvions là, côte à côte des massifs cristallins et des massifs volcaniques lesquels étaient suffisamment variés dans leur nature pour fournir des cadres à des évolutions qui ne pouvaient qu'être différenciées ; de même, le gradient climatique, bien marqué depuis le Limousin océanique jusqu'aux Cévennes aux influences méditerranéennes accusées, ne pouvait manquer d'imprimer de son sceau les différentes évolutions et conduire à une régionalisation qu'il allait falloir préciser. Au contraire, les ensembles sédimentaires des Causses ou des grands bassins posant des problèmes totalement différents ont été exclus volontairement dès le départ.

La figure 1 montre le choix qui fut réalisé après quelques tâtonnements. Il porte sur une longue dorsale de hautes terres recoupant tout le Massif Central :

- au Nord-Ouest, le Limousin, vaste bombement de roche cristalline dont nous avons retenu la partie la plus haute ou "Montagne" et ses retombées méridionales et septentrionales. Formé de plateaux doucement étagés (de 300 à près de 1 000 m), cet ensemble constitue la façade la plus occidentale directement soumise aux influences océaniques.
- au Sud-Est du Limousin, le Cantal, vaste édifice volcanique reposant sur un vieux socle cristallin lequel n'est visible qu'en périphérie. La liaison avec le Limousin est assurée par le plateau d'Artense dont certains éléments sont étudiés ici. La taille du massif, les altitudes (les principaux sommets sont au-dessus de 1 500 m), la vigueur des pentes, la variété lithologique et l'importance de l'héritage glaciaire en font un exemple de qualité, représentatif des plus hautes terres de la région. Comme en Limousin, les influences atlantiques viennent frapper de plein fouet toute la partie occidentale et les plus hauts sommets.
- au centre, les plateaux et la Montagne de Margeride, immense môle cristallin orienté N/NW - S/SE. Outre l'uniformité lithologique, c'est sa situation au cœur du Massif Central en position d'abri relatif qui suscite l'intérêt.
- au Sud-Est, un éventail de hautes terres dominant les Cévennes

Fig. 1 : Localisation des principaux secteurs étudiés.

en tirets : la limite du Massif Central.
en traits obliques : les secteurs étudiés.



schisteuses et la plaine du Rhône : Mont Lozère, Tanargue, haut Velay oriental. La rencontre brutale entre les influences climatiques océaniques et méditerranéennes y renforce les contrastes créés par le morcellement du relief et la dissection poussée du versant rhodanien.

Les choix furent parfois difficiles : pourquoi éliminer les Monts Dore ou le Mont Aigoual ? Chaque fois, le choix a été fait en fonction de critères géographiques : les Monts Dore ont incontestablement connu des épisodes périglaciaires importants et les dynamiques actuelles y sont intéressantes mais la plus grande étendue du Cantal, les contrastes marqués entre ses milieux morphologiques et la richesse des modelés du coeur du massif, nous ont fait opter pour ce dernier. Si l'Aigoual n'a pas été retenu, c'est en fonction de sa petite taille et de son isolement géographique ; le Mont Lozère, au contraire, présentait l'avantage d'être bien relié à la Margeride et environné de massifs adjacents (Goulet, Bougès) faisant de l'ensemble un vaste bastion de hautes terres où les processus d'origine froide ont pu s'exercer avec force et prendre une véritable valeur régionale.

Ainsi, notre étude s'étend sur une bande de hautes terres de plus de 250 km de long et de 50 à 70 km de large. En fait, pour chaque massif, les limites de notre étude ne sont jamais très strictes . Elles sont, comme celles des processus que nous avons étudiés, rarement franches ; le plus souvent, ce sont les limites de plusieurs phénomènes qui se recoupent et créent ainsi une frange plus ou moins large, laquelle nous sert de jalon. Les limites géographiques locales n'ont jamais été fixées a priori, elles se sont dégagées elles-mêmes en cours d'étude et imposées à nous selon les objectifs à atteindre.

De même, très souvent, des comparaisons utiles ont été faites avec de petites régions situées hors de notre cadre géographique ; cela pour préciser tel point d'une démonstration ou pour compléter une limite. Ainsi, les Monts Dore ont été étudiés pour la partie enneigement, et le massif de Blond (Limousin) en ce qui concerne la végétation holocène. Dans chaque cas, nous nous sommes rendu sur le terrain et l'étude a été faite, pour le thème donné,

avec les mêmes règles que pour le reste du terrain.

Altitudinalement, notre choix s'est porté sur ce que l'on appelle les "hautes terres" (A.Fel, 1962) ; certes le terme est commode mais particulièrement imprécis. Fallait-il donner une altitude (500 m) et s'en tenir là, rigoureusement ? Cela aurait été méconnaître la nature des processus étudiés et aller à l'encontre de l'état d'esprit dans lequel nous comptons les aborder. Aucun processus, aucune distribution de formes n'a de limites altitudinales suffisamment nettes pour servir de frontière à notre étude. Bien au contraire, si la plupart des dynamiques s'exercent dans un milieu bien défini, leur extension est toujours liée aux conditions locales et susceptible de varier selon l'exposition ou le cadre morphostructural. De même, il est bien connu que les limites morphoclimatiques varient selon la place géographique des massifs montagneux qu'elles affectent : la plupart sont abaissées en façade océanique, relevées en position continentale. Nous avons donc autant de limites inférieures que de massifs étudiés ; en fait, dans chaque cas, elles correspondent à une bande altitudinale matérialisée par l'existence de divers phénomènes. A l'intérieur de cette bande, la limite se présente toujours sous la forme d'une mosaïque calquée sur les topoclimats et les éléments morphostructuraux de détail.

II - LE CADRE THEMATIQUE.

Venant après beaucoup d'autres travaux, une nouvelle étude dans le Massif Central ne pouvait être que thématique. La plupart des aspects de géomorphologie ayant été traités, restait à préciser la part des épisodes périglaciaires dans les modelés et les dynamiques actuelles. Quelques auteurs avaient abordé l'étude du premier thème (J.Beaujeu-Garnier, 1953 et P.Bout, 1953, 1960 a) mais aucune synthèse d'ensemble n'avait été proposée. Le sujet

était tentant, d'autant plus qu'une étude menée par Y.Veyret (1978) portant sur les limites de l'englacement permettait d'avoir un bon point de départ et de faire de fructueuses comparaisons.

Les premiers travaux de terrain nous ont permis de voir qu'en dépit d'une certaine uniformité d'ensemble, les formes et les formations y ont été plus variées qu'on aurait pu l'imaginer au premier abord. Aux régions englacées, libérées tardivement, s'opposent les vastes secteurs où, en l'absence de glace, les dynamiques périglaciaires ont pu mieux se marquer et parfois montrer des épisodes successifs bien conservés. De même, aux régions bien arrosées de l'Ouest où l'abondance de l'eau a permis aux processus de soli-gélifluxion d'être très efficaces, s'opposent les régions plus sèches de l'intérieur, moins marquées par ces processus.

Les formes et les formations d'origine périglaciaire ont donc été notre premier objet d'étude. Mais, très vite, nous nous sommes aperçu qu'il était impossible de les étudier sans tenir compte de deux éléments :

- leur environnement géomorphologique complet
- leur évolution morphodynamique postérieure à leur mise en place.

Tenir compte du premier élément est une idée qui s'impose. Vouloir étudier une dynamique isolément ne peut mener à rien, chaque dynamique étant tributaire de ce qui s'est passé avant (somme de dynamiques anciennes conduisant à un modelé donné) et de ce qui se passe en même temps à l'amont, à l'aval et latéralement. Il faut considérer les versants dans leur ensemble. Ce n'est que pour la commodité de l'exposé que l'on isole telle ou telle dynamique, mais en fait, chaque phénomène s'inscrit dans un héritage donné et se poursuit au-delà des conditions qui lui ont donné naissance, ne serait-ce qu'en influençant les dynamiques qui prennent le relais. Traiter des épisodes périglaciaires sur les versants du Massif Central nécessitait de prendre en compte tout cela. Dans ces conditions, le sujet prenait une certaine ampleur. Au-delà des conditions paléoclimatiques, l'étude allait révéler l'extrême importance des conditions morphostructurales locales.

Le deuxième volet dont il fallait tenir compte rigoureusement concerne l'évolution récente, voire actuelle, des versants. En commençant cette étude, nous étions loin de pouvoir soupçonner son importance. L'approche du terrain nous a montré combien il était rare que les épisodes périglaciaires n'aient pas été suivis de retouches. Le plus souvent, les matériaux d'origine périglaciaire ont été redistribués sur les versants, les modalités de la mise en place initiale conditionnant fréquemment celles de la remobilisation. Chaque dynamique actuelle est d'individualisation difficile dans la mesure où, se déroulant dans une moyenne montagne au climat tempéré, elle ne peut qu'être le résultat d'une imbrication de processus.

Les choses sont rendues encore plus ardues si l'on songe que souvent l'homme intervient, parfois d'un poids si fort qu'il provoque des déséquilibres importants. Etudier cette évolution récente impliquait de replacer chaque région, chaque versant isolé dans son environnement géographique, au sens le plus complet du terme. Il fallait donc prendre en compte les aspects tant morphologiques que biogéographiques ou anthropiques.

Bien entendu, il était hors de question d'être à la fois morphologue, altérologue, pédologue, botaniste, archéologue, historien, ... mais il fallait s'intéresser à tous ces domaines, extraire de chacun ce qui devenait fondamental pour la connaissance des autres et tenter de mener à bien une synthèse qui pourrait prétendre être géographique. Entreprise ô combien ambitieuse ! Que l'on comprenne bien qu'il n'est pas question de remplacer tout d'un coup plusieurs disciplines par une seule qui deviendrait universelle ; absolument pas, il s'agit seulement, en insistant sur les interactions, d'éclairer d'un jour nouveau, à partir de toutes les observations possibles et des connaissances du moment, une petite portion de l'espace terrestre. Aujourd'hui, tandis que la plupart des sciences sont découpées en programmes de recherche de plus en plus étroits, une telle synthèse devient plus que jamais nécessaire. Etablie en fonction des connaissances actuelles, elle doit être considérée comme une sorte de bilan momentané. Il nous a semblé que l'heure était venue de présenter un travail de ce type pour différentes régions du Massif Central et d'apporter ainsi notre contri-

bution à la connaissance de la géographie physique d'une moyenne montagne tempérée.

III - LE PLAN DE L'OUVRAGE.

Ayant choisi une étude thématique, le plan de l'ouvrage ne s'imposait pas à l'évidence. Il fallait abandonner tout plan régional pur, source d'inévitables répétitions. Néanmoins, une présentation des cadres morphologiques était nécessaire pour montrer les contextes morphostructuraux dans lesquels se sont déroulés les épisodes que nous décrivons. Cette présentation fait l'objet de la deuxième partie du premier Livre.

Proposer au lecteur une approche des différentes dynamiques nous a posé un problème plus sérieux. Il était évidemment impossible de les étudier les unes après les autres sans risquer une énumération fastidieuse et un déséquilibre entre les parties selon l'importance respectives de chacune d'elles. Il aurait été en plus maladroit de présenter, isolés, des phénomènes qui ne peuvent se comprendre qu'en relation avec leur milieu et les phénomènes voisins. A cela s'ajoute une deuxième difficulté qui tient au fait que notre analyse a été régressive, partant des phénomènes observables actuellement pour tenter de remonter dans le passé. Comme dans le cas d'une fouille archéologique où l'on enlève les matériaux horizon après horizon, nous avons d'abord interrogé les dépôts les plus récents puis, progressivement, les couches les plus anciennes. Cette façon de faire, la seule qui convienne à l'analyse naturaliste qui a été constamment la nôtre au cours de tout notre travail sur le terrain, ne peut être employée lors du passage à la rédaction. En effet, comment faire comprendre au lecteur que la dynamique la plus récente est conditionnée par le dépôt périglaciaire qu'elle remobilise s'il n'a aucune idée

de la nature de ce dépôt ? C'est pourquoi il nous est apparu comme indispensable de présenter le résultat de nos recherches en montrant d'abord les formes et les formations d'origine périglaciaire, puis les dynamiques récentes et actuelles. Ces résultats font l'objet des deuxième et troisième Livres : pour les phénomènes périglaciaires, nous avons été conduit à présenter d'abord les grands traits des principaux processus, puis à pratiquer une analyse régionale et enfin, nous avons tenté d'élaborer de larges synthèses valables pour tout le Massif Central ; avec l'étude des phénomènes les plus récents, il nous a paru opportun de rappeler les conditions climatiques et biogéographiques actuelles, afin que le lecteur comprenne mieux dans quelles conditions ces phénomènes fonctionnent.

Enfin, une synthèse s'imposait. Même en remplaçant les dynamiques dans leur cadre morphologique, les nécessités de la rédaction font que chaque processus est étudié séparément. Ce sont surtout les aspects chronologiques et les relais de processus à processus qui sont malmenés. La synthèse réalisée à l'échelle du versant ou d'un cadre territorial étroit comme le bassin-versant permet seule de bien montrer l'évolution morphodynamique et ses conséquences tant sur les sols que sur l'hydrologie ou l'aménagement rural. Nous proposons alors, dans le cadre d'une méthode d'étude globale des modèles, de privilégier comme objet d'étude, le bassin-versant élémentaire, en tant que plus petite unité d'espace ayant un fonctionnement autonome. Cette synthèse trouve sa place dans le quatrième Livre. A partir d'exemples locaux, elle permet de présenter d'abord l'originalité des bassins-versants, éléments composites où se retrouvent de nombreux héritages et des processus actuels, puis de montrer comment ces bassins-versants élémentaires se regroupent en familles ; on peut alors proposer une nouvelle régionalisation créatrice de cadres géographiques cohérents.

DEUXIEME PARTIE DU LIVRE I :

UN CADRE MORPHOSTRUCTURAL CONTRAIGNANT

Les grands composants morphostructuraux du Massif Central sont faciles à définir (M.Derruau, 1971). On retrouve avec régularité :

- des éléments de socle hercynien, réincorporant des matériaux ayant subi des plissements plus anciens.
- de larges secteurs d'une couverture sédimentaire secondaire.
- des bassins d'effondrement ou de subsidence tertiaire (de l'Oligocène au Villafranchien).
- des édifices volcaniques néogènes ou quaternaires coiffant localement les éléments précédents.

Ce sont les combinaisons, en nombre variable, de ces quatre éléments qui confèrent une individualité marquée à chacune des provinces géomorphologiques du Massif Central.

Ayant choisi les hautes terres cristallines et volcaniques, nous nous sommes seulement intéressé à l'étude des deux éléments concernés. Le vieux socle hercynien formé surtout de roches granitiques et métamorphiques, déjà nivelé dès la fin du Primaire, à nouveau aplani au Tertiaire, a subi une importante tectonique oligocène, néogène et sans doute en partie quaternaire qui lui confère son visage actuel. La modalité et l'ampleur des mouvements permettent de distinguer plusieurs provinces morphologiques : le Limousin où dominent les lourds bombements à moyen rayon de courbure, la bor-

ture cévenole (Tanargue et Mont Lozère) où les accidents cassants, bien localisés et à fort rejet s'imposent, et la Margeride à qui sa situation médiane a donné une tectonique dont les caractères sont intermédiaires entre ceux des deux précédentes régions.

Les édifices volcaniques, posés sur le bâti cristallin, soit directement, soit par l'intermédiaire de petits bassins sédimentaires (Saint-Flour ou Aurillac), créent des reliefs divers, en fonction des types d'éruption, de l'ancienneté et des rapports avec le substratum : en Velay oriental, les alignements de pointements et les minces épanchements permettent au socle d'apparaître largement ; en Cézallier, de lourdes galettes de lave ne laissent entrevoir la roche ancienne qu'au fond de profondes vallées tandis que dans le Cantal, un grand strato-volcan crée à lui seul un puissant volume montagneux.

CHAPITRE I - LE LIMOUSIN (1).

En dépit de sommets qui atteignent presque 1000 m, le Limousin n'apparaît jamais comme une montagne d'où que l'on vienne ; c'est que de partout on l'aborde par de longs plans inclinés et des plateaux uniformes dont les altitudes s'élèvent graduellement. De vastes espaces se tiennent pourtant au-dessus de 700 m : du Nord au Sud, de Royère à Ussel, et d'Ouest en Est, des Monédières à Eygurande (fig. 2), ce sont plus de 2 500 km² qui s'étendent d'un seul tenant au-dessus de cette altitude.

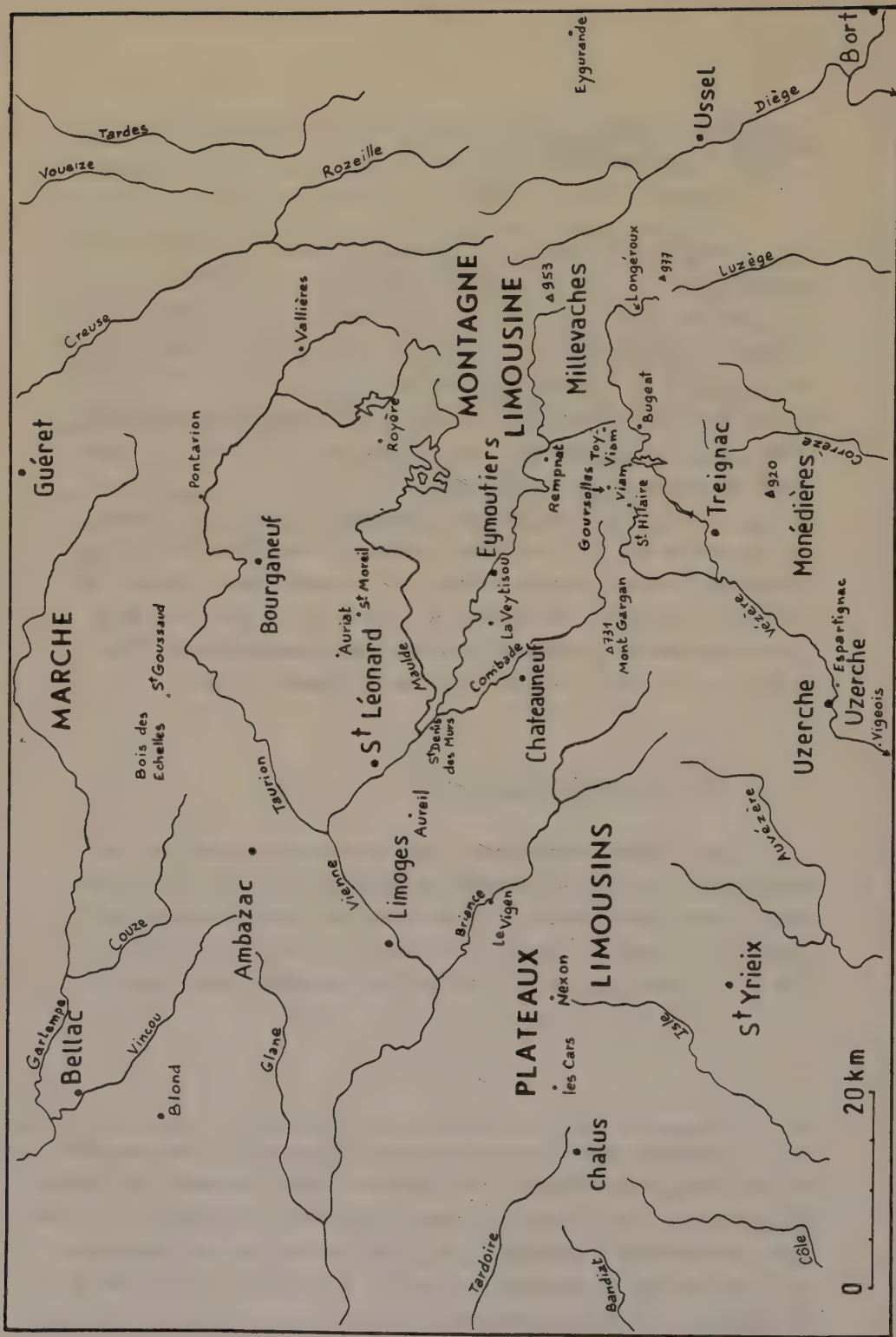
La simplicité des grandes lignes du relief n'a pas rebuté les chercheurs qui, au contraire, depuis le début du siècle se sont précipités nombreux pour en démêler les arcanes. Leurs travaux, objets de controverses, ont permis de dégager les grandes étapes de la morphogenèse et d'aborder la nature des formes majeures. Bien connus, ces travaux ne seront rappelés qu'à grands traits.

A- Une région déjà bien étudiée.

La plupart des chercheurs qui se sont passionnés pour le Limousin ont reconnu un étagement de surfaces et posé le problème de l'explication et de la datation des différents niveaux topographiques. Problème difficile, ne serait-ce que par l'impossibilité des auteurs à se mettre d'accord sur le nombre même des

(1)- La présente étude ne porte pas sur l'ensemble du Limousin, mais sur une vaste région-échantillon, sorte de grand rectangle qui va des plateaux de la haute Vézère au massif d'Ambazac, en englobant les plateaux métamorphiques intermédiaires. Cet échantillon est représentatif tant des conditions structurales que des aspects climatiques de la région. Des références utiles à la démonstration pourront être prises parfois en dehors de ce secteur.

Fig. 2 : LIMOUSIN : Carte de localisation



niveaux, et rendu encore plus ardu par l'absence de dépôts corrélatifs, sauf à proximité des bordures sédimentaires.

Les plus anciennes théories (A.Demangeon, 1910 ; H.Baulig, 1928 ; A.Perpillou, 1940) font appel à des interprétations cycliques. Dans cette optique, les différents niveaux topographiques, assimilés à des plans sont interprétés comme d'anciennes surfaces de type pénéplaine : la topographie de la Montagne serait le témoin de la vieille surface post-hercynienne (A.Perpillou, 1940) ; les plateaux de 400-450 m correspondraient à une reprise d'érosion d'âge éogène ; quelques éléments topographiques intermédiaires (580-750 m) en haute Xaintrie, haute Marche et Monts d'Ambazac seraient les traces d'aplanissements infracrétacés ; les entailles des vallées résulteraient d'un creusement pliocène et quaternaire.

Les interprétations tectoniques ont fait suite à ces premières explications : suggérées par M.Derruau (1952), elles ont été développées par de nombreux auteurs, en particulier J.Beaujeu-Garnier (1954), B.Bomer (1954) et R.Lacotte (1965) qui ont expliqué les divers abrupts par des mouvements cassants tertiaires lesquels auraient fragmenté en blocs basculés et fossés les anciennes surfaces. L'origine des massifs isolés comme les Monts de la Marche ou le massif d'Ambazac s'éclairerait ainsi facilement.

Depuis, les chercheurs ont pris en compte le paramètre lithologique : M.Derruau (1952) est le premier à insister sur "le caractère différentiel" des roches constituant le socle limousin puis, à partir de 1966, une série de travaux effectués à Clermont-Ferrand sous la direction de A.Godard met l'accent sur cet aspect de l'explication. Pour le Limousin, c'est avec le remarquable travail de A.Winckell (1971, publication en 1975), suivi par J.P.Grandprat (1973) qu'est parfaitement mis en évidence le rôle de l'"érosion" différentielle : les points hauts "sont exclusivement façonnés dans les affleurements de leucogranites alcalins, sub-alcalins ou calco-alcalins ... et de granites siliceux acides ..." tandis que "plateaux et dépressions se développent sur roches métamorphiques

et granites à tendance mélanocrate et granodioritique, très sensibles à l'altération" (p. 137). Le bombement d'ensemble du Limousin s'explique quant à lui, par une tectonique à moyen rayon de courbure, non cassante.

Une mise au point sur ce courant de recherche a été effectuée par A. Godard et Coll. (1972) qui replacent alors le Limousin dans le cadre général du Massif Central.

Enfin, dans une thèse récente (1977), J.C. Flageollet propose d'expliquer l'étagement des formes par une succession de reprises d'érosion contrôlées partiellement par la nature des matériaux.

Le travail de J.C. Flageollet a eu pour effet de relancer la controverse entre partisans des mouvements tectoniques récents et partisans de l'érosion différentielle. Dès 1960, R. Lacotte, dans un travail consacré aux Monts d'Ambazac et de Saint-Goussaud, tout en faisant la part de l'érosion différentielle, avait insisté sur l'influence d'une tectonique tertiaire. Dans plusieurs articles récents (1977 et 1978) consacrés au compte-rendu de la thèse de J.C. Flageollet, il reprend son argumentation en faveur de jeux de blocs pour expliquer beaucoup de formes de détail et en particulier toutes "les anomalies" qui ne cadrent pas exactement avec l'hypothèse de la seule érosion différentielle. Dans l'article de 1978, il insiste plus particulièrement sur le rôle des anomalies gravimétriques rendant possible un "soulèvement, différentiel selon les masses profondes".

Cl. Klein (1978) critique lui aussi les positions de J.C. Flageollet et propose de voir dans la surface qui porte les puys les plus élevés des Monts d'Ambazac et de Saint-Goussaud "un socle à inselbergs" déformé par des "mouvements du sol à moyen rayon de courbure" : les inselbergs de résistance correspondent aux puys et croupes les plus élevés des deux massifs ; le façonnement du socle à inselbergs "est génétiquement inséparable de celui des pédiments mésonummulitiques de la Basse Marche et du Confolentais" (âge Bartonien moyen et supérieur) ; les déformations à moyen rayon de courbure sont à placer au Néogène (sans doute première moitié) ; les grands talus ont une origine mixte, ils "doivent leur énergie à la tectonique néogène et leur raideur à l'érosion différentielle" (p. 120).

J.C.Flageollet (1979) réfute les critiques portées à son travail : pour lui, les topographies étant identiques au-dessus et en-dessous du socle à inselbergs, il n'y a aucune raison d'établir entre elles de distinction génétique. Quant aux déformations éventuelles de cette surface, J.C.Flageollet considère ne pouvoir les accepter, étant donné l'impossibilité de restituer les positions respectives des différents niveaux et il estime que la compréhension du relief et la disposition du réseau hydrographique n'imposent pas une telle évolution.

La " querelle " qui oppose J.C.Flageollet et Cl.Klein illustre parfaitement la difficulté que l'on a à présenter le relief du Limousin en partant des surfaces. Pour que toute équivoque soit levée, il faudrait que les surfaces soient parfaites et que chacun puisse les reconnaître objectivement sur le terrain et sur les cartes. En fait, en dehors de la très belle surface qui forme l'essentiel des bas-plateaux limousins, tout le reste présente une grande confusion et chacun peut tracer à son gré les niveaux qu'il pense fondamentaux, comme l'a d'ailleurs rappelé récemment B.Bomer (1977) dans une note-critique sur l'interprétation du relief des massifs anciens. En l'absence de dépôts corrélatifs, la définition des niveaux manquera toujours de rigueur et l'on risque de s'enliser dans des querelles un peu académiques. De même, si l'ampleur de l'incision quaternaire des vallées nécessite de faire appel, non seulement à un changement climatique bien connu, mais aussi à un bombement d'ensemble d'âge néogène, pour lequel un accord se réalise, les chercheurs demeurent incapables, faute d'arguments, de prouver que ce mouvement s'est accompagné de cassures localisées, pourtant probables.

Seuls aujourd'hui, certains aspects liés à l'érosion différentielle peuvent être considérés comme démontrés ; encore faut-il dire que de nombreux cas de désaccords subsistent et sans doute reste-t-il à appréhender de nouveaux paramètres parmi tous ceux qui règlent le comportement d'une roche vis-à-vis de l'érosion (J.P.Dutreuil, 1978).

Ainsi, en dépit de nombreux travaux dont la plupart font autorité, l'interprétation du relief du Limousin laisse encore place à une large gamme d'hypothèses.

B- Des cadres topographiques bien tranchés.

Il faut bien reconnaître qu'au premier abord, les modelés et leur agencement dans l'espace se lisent mal en Limousin : partout, ce ne sont que plateaux plus ou moins élevés et disséqués, croupes convexes, formes douces, horizons fuyants. Désordre et confusion semblent les traits essentiels ; les grandes rivières et leurs vallées ne sont même pas des éléments structurants en raison de leur étroitesse.

C'est pourquoi il nous a paru nécessaire d'aborder la présentation du relief en partant des formes d'échelle moyenne qui se répètent à l'infini. Ce sont des formes qui correspondent dans la classification taxonomique de A.Cailleux et J.Tricart aux dimensions de cinquième grandeur (J.Tricart, 1956, p. 85).

La pratique du terrain nous permet d'envisager deux familles de paysages morphologiques incontestables en Limousin :

- d'une part, les modelés de la Montagne qui se caractérisent par une multitude de collines élevées, croupes convexes aux versants bien marqués et d'innombrables cuvettes à fond plat.
- d'autre part, les modelés des Plateaux où dominent de longs et doux versants convexo-concaves.

A.Demangeon, dès 1910, avait déjà reconnu ces "deux séries de formes topographiques" mais en insistant plus sur l'aspect d'ensemble que sur les individus qui les composent.

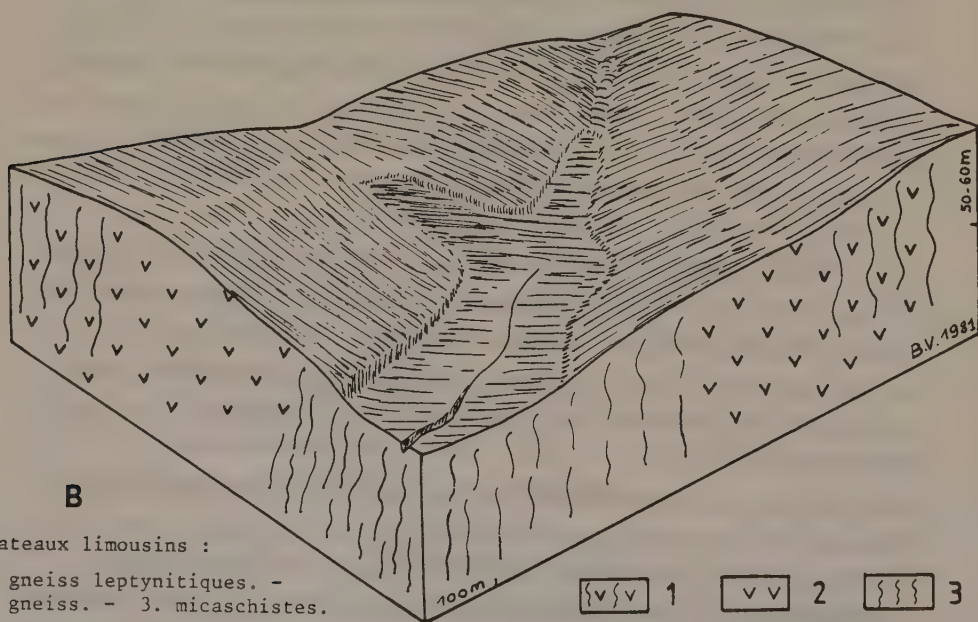
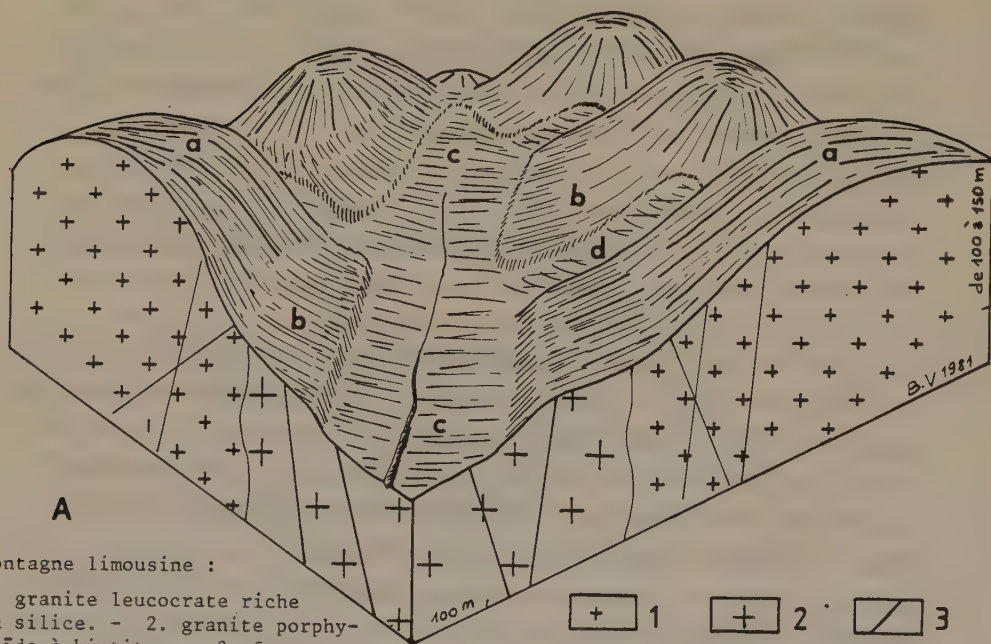
Dans la Montagne, l'impression première est celle d'un grand désordre, mais on échappe à cette impression de confusion en analysant le relief à partir de l'individu morphologique qu'est l'alvéole,

entendu au sens complet du terme, à savoir la cuvette et ses bordures. Tout cadre ici avec la définition classique de ce type de modelé donnée par A. Godard (1972 et 1977), pour qui les alvéoles sont des "cuvettes évasées de dimensions hectométriques ou kilométriques, étranglées vers l'aval, recouvertes d'un manteau d'altérite plus ou moins épais et cernées par des échines rugueuses où perce la roche" (A. Godard, 1977, p. 83-84). Tous les éléments topographiques reconnus dans la Montagne prennent leur place dans ce cadre morphologique de base : les interfluves convexes fournissent la trame des cloisons, les éléments plans des fonds de vallée le plancher des cuvettes et le raccord entre les deux s'effectue par des replats plus ou moins longs (fig. 3, A). Les dimensions de chaque élément varient localement : les cloisons peuvent être larges, atteindre le kilomètre ou se réduire à une croupe étroite de quelques dizaines de mètres de large ; de même, la taille et le dessin des fonds plats varient fortement ; enfin, les replats ne forment jamais une bande continue autour de l'alvéole en raison de leur dissection par de nombreux vallons en berceau, à pente longitudinale forte. Un seul niveau de replats à valeur générale, témoin d'un arrêt dans le creusement, est repérable tant dans les alvéoles que le long des principales vallées ; quelques éléments plans secondaires situés un peu plus haut sur les versants apparaissent parfois mais, rares, ils trouvent toujours une explication ponctuelle, en général lithologique, et ne peuvent être rattachés à des niveaux topographiques étendus.

Les Plateaux ont des altitudes qui s'étalent de 300 à 500 m et peuvent être assimilés à de grands plans inclinés entourant sur trois côtés la Montagne, au Nord, à l'Ouest et au Sud. Vue d'avion ou sur une carte à petite échelle, la planéité d'ensemble est évidente et c'est à elle qu'ont songé les auteurs lorsqu'ils ont parlé de "pénéplaine".

Mais en fait, ce n'est qu'à l'extrême périphérie, aux confins des Charentes et du Poitou et entre Ussel et Bort-les-Orgues, que l'aspect plan est bien conservé. Partout ailleurs, à échelle moyenne, les modelés sont moins simples que ne pourrait le laisser croire une observation superficielle.

Fig. 3 : Les cadres topographiques du Limousin : blocs - diagrammes schématiques.



Les entailles profondes des principales vallées n'ont pas été représentées.

On note d'abord que ces plateaux sont entaillés par des vallées étroites dont la profondeur surprend toujours. L'exemple de la Vienne dans son secteur médian, avec ses affluents, la Maulde et la Combade, est particulièrement significatif : l'encaissement dépasse 80 m à Saint-Denis-des-Murs où la Vienne n'est qu'un sillon de quelques dizaines de mètres de large découpant à l'emporte-pièce les éléments de plateau presque parfaits situés de part et d'autre ; le phénomène est matérialisé par la carte des pentes de la région de Saint-Denis-des-Murs (fig. 4) où de larges secteurs à moins de 5 % sont frangés par des bandes étroites dont la déclivité dépasse 25 %. La Vézère présente un aspect semblable à l'aval de Treignac, surtout dans la région d'Espartignac près d'Uzerche et vers Vigeois.

On doit aussi remarquer que, même sur les interfluves les plus étendus, les espaces parfaitement plans n'existent que rarement. Certes, on trouve de loin en loin quelques lambeaux sommitaux véritablement tabulaires, mais leur surface ne dépasse guère un petit nombre d'hectares. Partout ailleurs, les modelés sont plus complexes et des versants doux convexo-concaves, généralement longs, à pentes faibles s'organisent pour donner des séries de collines aux flancs surbaissés et des vallons en berceau peu marqués (fig. 3, B).

Ainsi, les deux familles de modelés sont relativement bien contrastées et leur reconnaissance sur le terrain est chose aisée.

L'étude de leur répartition géographique pose des problèmes d'ordre géomorphologique intéressants. La limite entre les deux types de paysages morphologiques est, sur le terrain, tantôt franche, par exemple vers la Veytizou près d'Eymoutiers, tantôt beaucoup plus délicate à suivre comme vers Pontarion ou à l'Ouest de Bourganeuf. Les observateurs se mettent d'accord assez facilement pour accepter comme limites à la topographie de type "montagne" une ligne passant par Pontarion et Bourganeuf au Nord, Eymoutiers et Treignac à l'Ouest (fig. 5). Nous pouvons dès à présent noter que ces limites s'accordent avec des changements structuraux importants : sur le plan pétro-

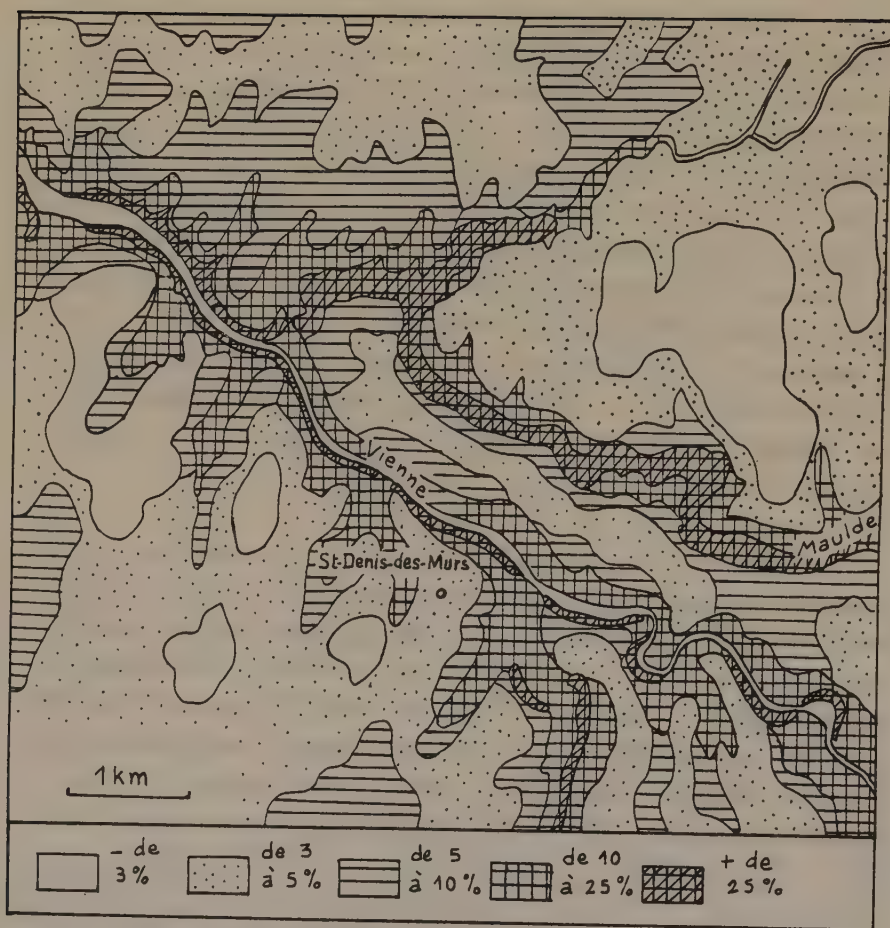


Fig. 4 : Carte des pentes de la région de Saint-Denis-des-Murs. Limousin.

graphique, la dominante des roches métamorphiques correspond aux plateaux, celle des roches granitiques à la montagne ; sur le plan tectonique, on note de grands accidents hercyniens comme la faille de Saint-Michel de Veisse au Nord ou la zone broyée d'Argentat à l'Ouest qui peuvent occasionnellement servir de bornes.

Une complication importante réside dans le fait que les modelés de type Montagne réapparaissent en dehors du cadre géographique étroit de cette dernière. On les retrouve en effet en divers secteurs :

- à l'Ouest, prolongeant l'axe faîtière de la Montagne, dans le massif de Châteauneuf-Mont Gargan, dans la forêt des Cars et le massif de Châlus.

- au Nord-Ouest, dans les massifs de Saint-Goussaud - Ambazac et celui de Blond, à l'écart, non loin des plaines poitevines.

- au Nord, dans le massif de Guéret dont les limites méridionales floues se rattachent parfois à la Montagne comme une sorte d'appendice de direction méridienne.

- à l'extrême Nord enfin, dans la longue et étroite "chaîne" de la Marche, étalée d'Ouest en Est et culminant à Toulx-Sainte-Croix.

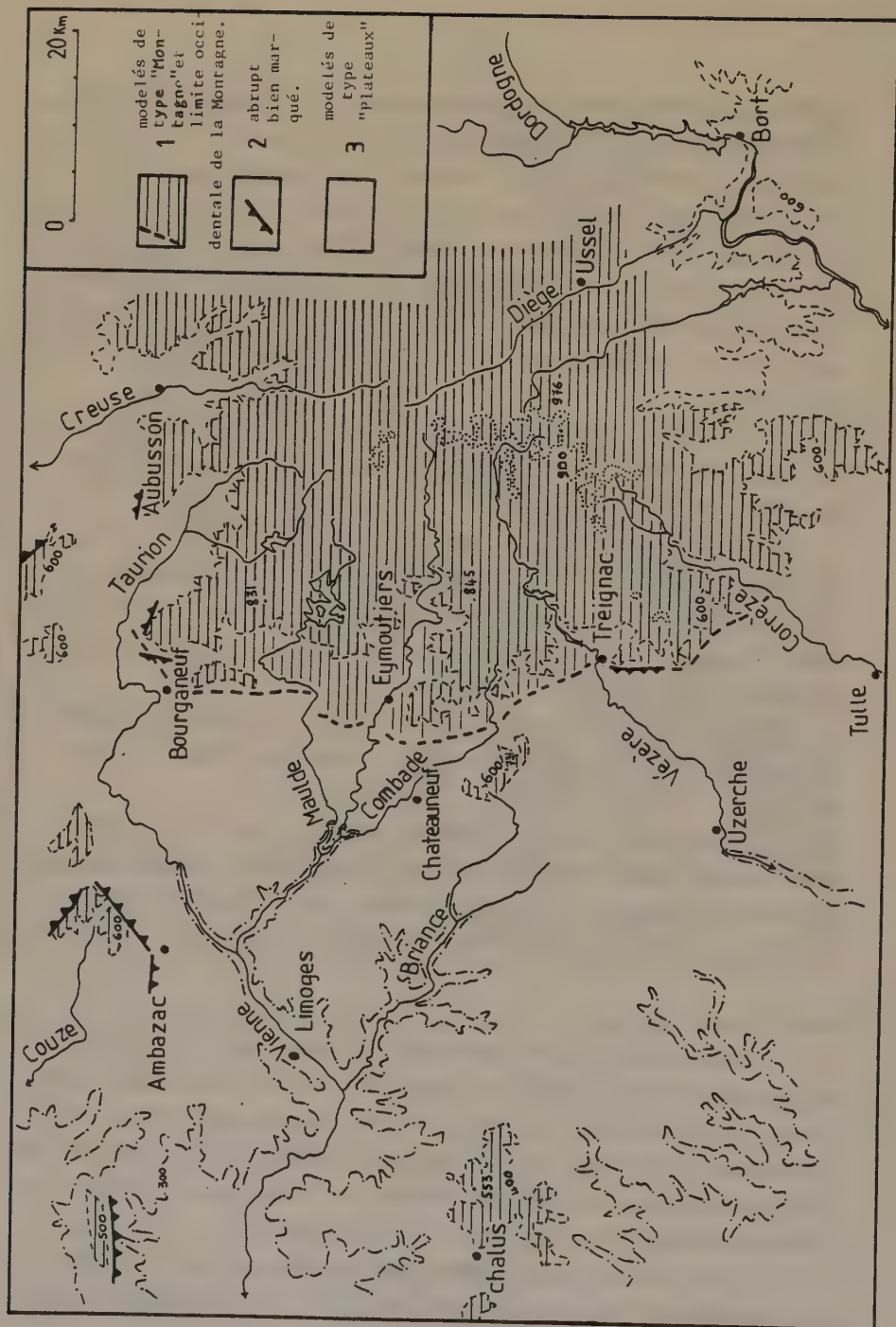
Le contact entre ces "petits massifs" isolés de la "Montagne" et les plateaux avoisinants se marque le plus souvent par des abrupts rigides dont le plus bel exemple est celui du Bois des Echelles en limite septentrionale du massif d'Ambazac.

On peut dire qu'en Limousin, le modelé est un modelé de dissection plus ou moins poussée avec un fourmillement de versants. Aussi bien dans le cas de la Montagne que dans celui des plateaux, la dominante est un type de versants convexo-concaves souvent coupés de courts replats lesquels sont eux-mêmes retailés en éléments convexo-concaves de taille plus réduite.

Les versants convexo-concaves représentent au moins 95 % des versants de la région étudiée, mais ils se distinguent entre eux par des types légèrement différents (fig. 6) :

- dans la topographie de type "Montagne", ils sont relativement

Fig. 5 : La répartition des grands types de modelés en Limousin.



courts, à pente moyenne, convexité et concavité se partageant à peu près à égalité la longueur.

- dans la topographie de type "Plateaux", ils sont beaucoup plus longs avec une convexité sommitale douce, prolongée par un important secteur rectiligne à pente faible.

- dans les deux cas, ces versants peuvent être coupés de petits replats, ce qui crée des types intermédiaires dotés d'une deuxième section convexo-concave (fig. 6, A 2 et B 2).

Pour les grands abrupts, un élément rectiligne à pente forte sépare les secteurs convexes et concaves (fig. 6, C).

Il existe aussi quelques versants pour lesquels le secteur rectiligne, fortement redressé, constitue l'élément essentiel. Ce sont surtout ceux qui bordent les principales vallées dans les secteurs en gorges. Le contact avec le sommet de l'interfluve se fait par un court secteur convexe. Il n'y a pas ou pratiquement pas de concavité (fig. 6, D).

C- Des données structurales à la fois simples et variées.

L'étude des données structurales implique d'accorder une grande importance à trois points fondamentaux :

- l'opposition qui existe entre les terrains métamorphiques et les roches granitiques.

- les multiples nuances pétrographiques à l'intérieur de la famille des granites.

- l'importance des grands accidents cassants, témoins du canevassage tectonique hercynien.

1- L'étendue des terrains métamorphiques.

L'analyse de la carte géologique du Limousin (fig. 7) fait ressortir l'importance spatiale du vieux fond métamorphique. Si dans la Montagne on note seulement de petites bandes étroites

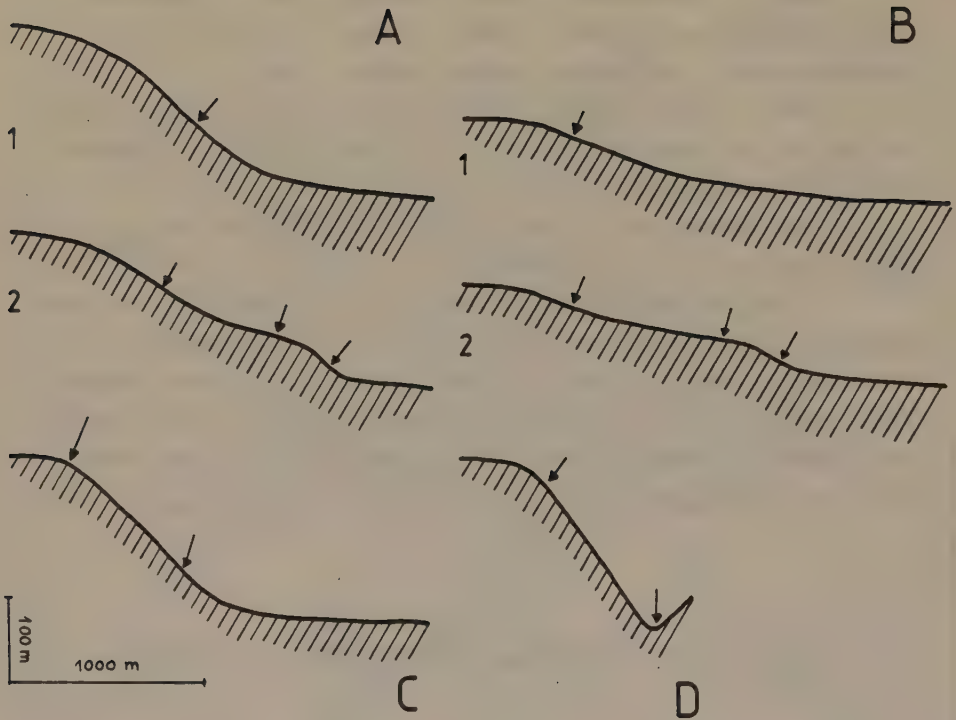


Fig. 6 : Types de versants en Limousin :

- A- Topographie de type Montagne : 1. convexo-concave simple. -
2. convexo-concave avec replat intermédiaire et deuxième section convexo-concave.
- B- Topographie de type Plateaux : 1. convexo-concave avec long secteur rectiligne. - 2. id. avec léger replat et deuxième section convexo-concave.
- C- Cas des versants abrupts.
- D- Versant à section rectiligne redressée des grandes vallées, dans les secteurs en gorges. Les flèches soulignent les différents points d'inflexion.

Aucune indication de chiffreage des pentes n'est donnée tant sont grandes les possibilités. (La plupart sont inférieures à 15°)

de schistes cristallins, les plateaux limousins sont, eux, formés pour l'essentiel de séries métamorphiques. On a coutume d'insister sur l'arc métamorphique du Thaurion qui s'étend au Nord-Est de Limoges et sur celui de Saint-Yrieix localisé en Bas-Limousin. La variété des matériaux est grande :

- au Nord-Est de Limoges, dans une région qui va du massif granitique de Saint-Goussaud à la Vienne à l'aval de Saint-Léonard, on relève, du Nord au Sud : des micaschistes, des gneiss, des migmatites schisteuses, des migmatites leptynitiques et des anatexites.

- au Sud-Est de Limoges, entre Vienne et Briance, les gneiss l'emportent largement (gneiss inférieurs et supérieurs) accompagnés de leptynites (Forêt de Châteauneuf) et de diorites orientées (région de Saint-Jean-de-Ligoure).

- de Saint-Yrieix à Treignac, on retrouve un arc où dominent les migmatites et les leptynites.

- enfin, plusieurs batholites de granites, surtout des granites à biotite, trouvent cet ensemble métamorphique comme ceux d'Auriat, d'Aureil ou de Nexon.

2- La grande variété des terrains granitiques.

La Montagne et les petits massifs isolés à l'Ouest et au Nord-Ouest sont, eux, composés essentiellement de granite. On y trouve une très grande variété de faciès. Les caractères principaux de ces granites ont été mis en évidence par de nombreux géologues dont J.Lameyre (1966 et 1974). Il convient d'opposer deux familles :

- des leucogranites à deux micas avec ou sans cordiérite et grenat.

- des granites plus chargés en biotite, souvent porphyroïdes ou orientés.

Les premiers sont riches en silice, pauvres en CaO, FeO et MgO ; ils contiennent beaucoup de quartz (34 à 35 %) et leurs plagioclases sont à dominante acide (albite, oligoclase acide). Les seconds sont plus pauvres en quartz (28 à 29 %) et plus riches en CaO, FeO et MgO.

Fig. 7 : Carte géologique du

Limousin, d'après A. Autran.

1. terrains métamorphiques. - 2. leucogranites à deux micas à grains grossiers ou fins. - 3. granite porphyroïde orienté à biotite et granite à structure planaire de la Brême. - 4. granite à biotite. - 5. terrains carbonifères. - 6. terrains sédimentaires secondaires et tertiaires - 7. direction tectonique principale.

Am = Ambazac - Aub = Aubusson

Au = Auriat - Aur = Aureil

Av = Avoillies-Limousine

B = Bourgneuf - Ch = Châteauneuf

Châ = Châlus - G = Guéret - Li =

Limoges - L.S. = La Souterraine -

MM = massif de la Marche - N =

Nexon / - O = Oradour - P = Pradi-

nes - St G = St Goussaud - St JI =

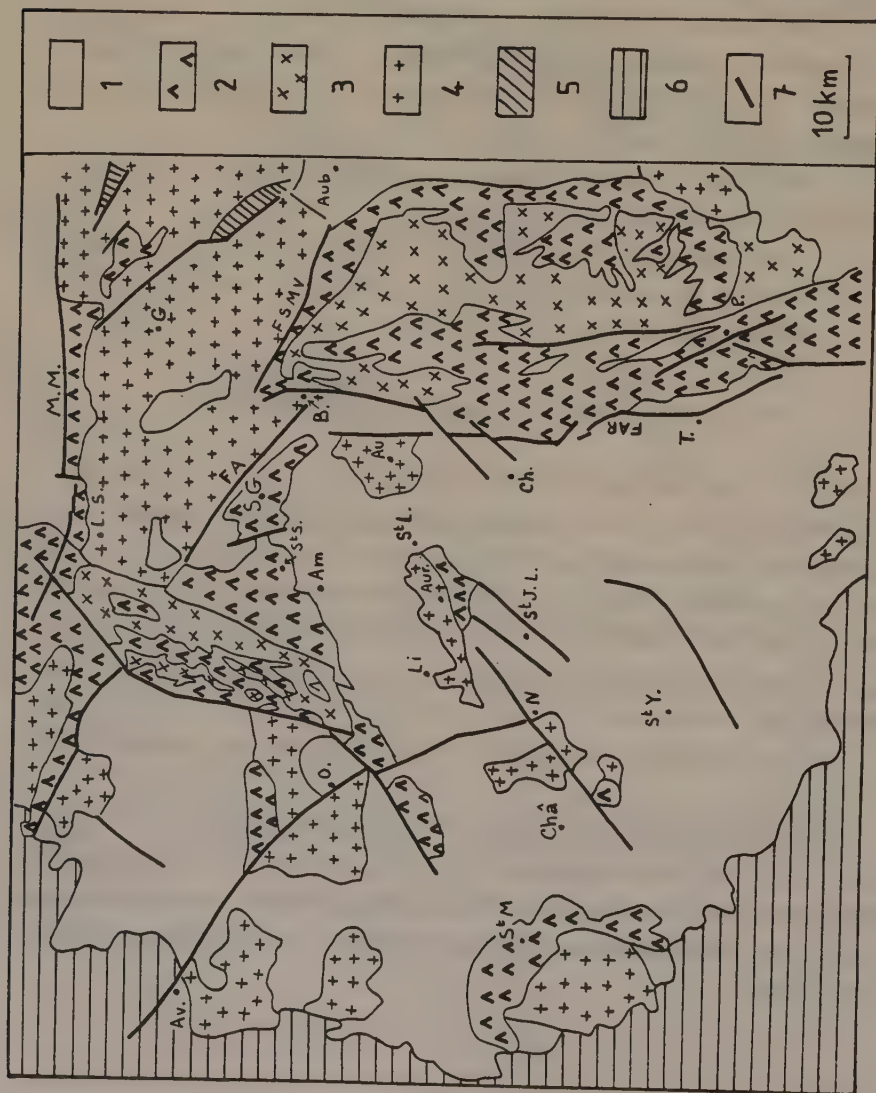
St Jean-Ligoure - St L = St Léonard

St M = St Mathieu - St S = St Syl-

vestre - St Y = St Yrieix - T =

Treignac.

FA = faille d'Arrène - FAR = faille d'Argentat - FSMV = faille de Saint-Michel-de-Verisse.



Granites leucocrates de Saint-Sylvestre (1)	Leucogranites type Saint-Goussaud (2)	Granite porphyroïde à biotite (2)	Granite porphyroïde orienté à 2 micas (3)	Granite à biotite d'Auriat (3)
SiO ₂	71,82	Composition chimique	72 à 74	
Al ₂ O ₃	14,85			
Fe ₂ O ₃	1,87			
MgO	0,36			
CaO	0,57			
Na ₂ O	2,88			
K ₂ O	5,47		4 à 5	
Quartz	31,9	Composition minéralogique	23	27
Feldspath potassique	23,2			
Albite	23,5			
Anorthite	2,5			
Muscovite	12,95			
Biotite	variété équate à gros grains			
		de 0 à 20	46	32
		12,1	4	2
		2,8	7	14
		de 15 à 30		
		0,7		
		14,3		

Tableau I : Caractères chimiques et minéralogiques des principaux granites du Limousin.
 (1)- d'après J.C.Flageollet (1977) ; les résultats portent sur 28 échantillons prélevés en surface.
 (2)- d'après A.Winckell (1975). - (3)- d'après J.P.Grandprat (1973).

Peu importe pour nous que l'on interprète ces différents faciès comme provenant d'une seule ou de plusieurs générations, ce qui compte, ce sont les variations dans la composition chimique, l'aspect structural et leur distribution dans l'espace.

3- Une trame tectonique surchargée.

La trame tectonique héritée des grands épisodes de l'orogénèse hercynienne n'apparaît bien visible qu'à l'échelle des accidents majeurs. Il est totalement inutile, pour la poursuite de l'exposé, d'entrer dans le détail des différentes phases tectoniques, tant pour les épisodes hercyniens que plus anciens (calédoniens ou cadomiens). Les travaux des géologues sur ce sujet sont nombreux : on se reportera utilement au Symposium J.Jung (1971) et à la bibliographie pour les travaux plus récents, en particulier A.Autran et J.M.Peterlongo (1979). On connaît depuis longtemps les grandes directions qui ont affecté la région :

- la principale est méridienne. Il s'agit surtout de la gigantesque dislocation d'Argentat que l'on suit avec une grande netteté depuis la vallée de la Dordogne jusqu'au Nord de Bourgneuf. Elle forme la limite occidentale du grand ensemble pétrographique de la Montagne limousine. Elle est très mylonitisée : l'épaisseur de mylonite pouvant dépasser plusieurs milliers de mètres. Elle est d'âge antéstéphanien. Sur le Millevaches, la grande faille de Pradines en est un autre exemple et, dans cette région, de nombreuses failles suivent cette direction.

- la direction secondaire la plus importante est Nord/Ouest - Sud/Est. Elle est dite armoricaine. Elle se manifeste, au Nord/Ouest de Limoges, par un grand accident qui, par Oradour-sur-Glane et Availles-Limousine, rejoint la Vendée après avoir traversé le Poitou. Un accident de même direction suit à quelque distance la limite nord-orientale des massifs d'Ambazac et de Saint-Goussaud et l'extrémité nord de la Montagne ; on le trouve désigné dans les publications géologiques sous le terme de faille d'Arrènes et de faille de Saint-Michel-de-Versee. La Creuse, dans la région de Guéret, suit dans ses grands traits une ligne de faille reprenant cette direction.

- une dernière direction NE-SO affecte surtout les plateaux métamorphiques au Sud de Limoges. Elle est responsable de certaines limites pétrographiques nettes comme celles des diorites orientées de Saint-Jean-Ligoure et surtout du tracé des principales vallées, en particulier celle de la Vienne entre les confluences du Thaurion et de la Briance.

Les multiples cassures de détail se lisent difficilement sur le terrain. Toutefois, les nombreux sondages et travaux d'exploitation pour l'extraction de l'uranium ainsi que les apports de la télédétection (M. Vauzelle, 1981) permettent de mettre en évidence un quadrillage serré ; la nouvelle carte géologique d'Ambazac au 1/50 000 illustre parfaitement le phénomène. La trame de détail est généralement bien exprimée par le modelé : de nombreux petits abrupts et surtout d'innombrables secteurs de vallée sont calqués sur elle.

En Limousin, le grand nombre de types pétrographiques pourrait logiquement se traduire par des difficultés dans la compréhension des modelés. En fait, on peut ramener ces types à deux grandes familles qui s'opposent, en particulier par leurs réactions vis-à-vis des phénomènes d'altération : les roches métamorphiques présentent une altération poussée avec des manteaux d'altérites d'une épaisseur relativement constante ; pour les granites au contraire, le texture des arènes est souvent grossière et le front d'altération atteint des profondeurs très irrégulières.

De tels caractères généraux sont d'abord responsables de la forme d'ensemble des versants : les modelés de "type Montagne" correspondent aux régions granitiques, les longs versants "de type Plateaux" aux terrains métamorphiques. Ils sont aussi responsables directement de la quantité et de la qualité des formations superficielles qui couvrent les versants ; ainsi, ils conditionnent les dynamiques les plus récentes par l'existence de stocks d'altérites, héritages de longues périodes de météorisation.

Nous pouvons dès maintenant ajouter que si les granites ont un comportement d'ensemble uniforme, de nombreuses nuances peuvent exister selon les différentes variétés.

D- Des modelés d'échelle moyenne tributaires d'une importante érosion différentielle.

Avec une telle variété lithologique de détail, il est normal que de nombreux contacts aient été mis en valeur par érosion différentielle. Il faut d'abord rappeler et insister sur le grand contraste qui existe à l'échelle de la région entre les plateaux, essentiellement taillés dans les roches métamorphiques, et la Montagne où les granites dominent largement.

1- Les modelés des régions métamorphiques.

Les roches métamorphiques sont, dans leur ensemble, relativement peu résistantes et les variations pétrographiques rencontrées en leur sein se manifestent rarement par de beaux abrupts topographiques. Le modelé caractéristique est celui des plateaux aux interfluvies calmes que nous avons décrits. La belle surface plane qui s'étend entre Thaurion inférieur et Vienne peut servir d'exemple : elle recoupe plusieurs faciès de roches métamorphiques (micaschistes, gneiss, embréchites) sans que cela se traduise dans le modelé.

Toutefois, à l'échelle de détail, de petits accidents topographiques de l'ordre de quelques dizaines de mètres, liés à l'exploitation d'une résistance différentielle, peuvent exister, mais cela reste toujours limité, l'aspect d'ensemble étant uniformément celui de grands plans réguliers. Ces accidents se manifestent parfois dans le profil en long de certains cours d'eau où ils donnent d'étroits passages en rapides.

Il arrive parfois que certaines roches métamorphiques donnent des points hauts remarquables. C'est ainsi que le massif de la Forêt de Châteauneuf-Mont Gargan (731 m) est formé de migmatites schisteuses dominant des gneiss et des micaschistes ; l'allure arquée du massif avec une convexité tournée vers l'Ouest est grossièrement calquée sur les limites de l'affleurement de migmatites.

La plupart des petits batholites inclus dans les terrains

métamorphiques se traduisent mal dans le modelé. On peut citer l'exemple du batholite d'Aureil, à quelques kilomètres à l'Est de Limoges dans lequel G.Ranchin (1970) a distingué trois faciès : un granite monzonitique orienté en bordure, un granite monzonitique non orienté et un leucogranite à muscovite. Ces différents granites sont tous recoupés par le grand plan de la surface des plateaux, tout comme les roches métamorphiques encaissantes. Ce n'est qu'à l'échelle de détail que l'on peut saisir l'opposition qui existe entre les limites nord-occidentales du batholite où le passage se fait de plain-pied avec des anatexites à cordiérite et sillimanite proche de la vallée de la Vienne, et les limites sud où le contact se marque par de petits abrupts face aux gneiss du Vigen ou à la bande de diorites orientées de Saint-Jean-Ligoure. Plus que la présence d'un contact bien marqué pétrographiquement, ce qui est important dans l'optique de notre étude géographique, c'est de montrer comment les affleurements de granite donnent des modelés légèrement différents de ceux des roches métamorphiques voisines. Dans le cas présent, les versants dans les granites sont plus divers, plus courts et redressés que dans leur environnement métamorphique ; la dissection de détail y est plus irrégulièrement poussée.

Les batholites les plus importants, en particulier ceux qui sont constitués de leucogranites, donnent non seulement des modelés différents mais encore des reliefs en saillie imposants : massif d'Ambazac, massif de Blond. C'est au sujet des grands abrupts qui les séparent des terrains métamorphiques (Bois des Echelles, près de Saint-Sulpice-Laurière par exemple) que les polémiques les plus ardentes se sont développées comme nous l'avons signalé au début de cette étude, entre les partisans de l'érosion différentielle et ceux qui privilégient d'abord les mouvements tectoniques.

2- Les modelés des affleurements granitiques.

L'expression morphologique des divers constituants pétrographiques a déjà été longuement discutée en ce qui concerne les secteurs granitiques du Limousin. On peut rappeler les travaux de

A.Winckell (1971, publ. 1975), J.P.Grandprat (1973) et J.C.Flageollet (1977).

A.Winckell a le premier insisté sur la nature des grands abrupts et des formes d'échelle moyenne. Le massif de Saint-Goussaud formé de leucogranites à deux micas, acides et peu diaclasés domine nettement les micaschistes de l'auréole métamorphique : le tracé de l'abrupt qui le limite correspond exactement au contact pétrographique. Pour A.Winckell (1975, p. 45), "le massif de Saint-Goussaud apparaît donc bien comme une coupole granitique dégagée par l'érosion des faciès métamorphiques encaissants, dont il subsiste ça et là, des témoins corrélatifs. Il s'agit véritablement d'un massif révélé." (fig. 8, A).

Plus à l'Est, la dépression de Pontarion-Vallières est dégagée dans un granite porphyroïde à biotite de type granodioritique, à structure orientée avec cloisons de biotite, caractères qui en font une roche fortement altérable (fig. 8, B). L'abrupt de 200 m de commandement qui limite cette dépression vers le Sud avait été interprété par J.Beaujeu-Garnier (1954) comme "une grande ligne de dislocation qui s'affirme avec une vigueur particulière lorsque son effet est renforcé par la présence de roches de duretés différentes". A.Winckell récuse la partie tectonique de l'interprétation et argumente en faveur de l'érosion différentielle pour expliquer la bonne tenue des bordures de la dépression lesquelles sont développées dans des granites leucocrates peu altérables.

Fig. 8 : Aspects de l'érosion différentielle en Limousin nord-occidental.

A- Le massif de Saint-Goussaud d'après A.Winckell (1975, p. 40).

B- La dépression de Pontarion-Vallières d'après A.Winckell (1975, p. 60).

C- L'alvéole d'Auriat d'après J.P.Grandprat, in A.Winckell (1975, p. 76).

D- Le massif d'Ambazac d'après J.C.Flageollet (1977, p. 133).

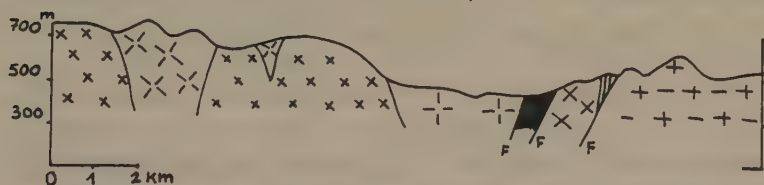
1. micaschistes. - 2. mylonites. - 3. roches cataclasées. - 4. leucogranites à grain moyen. - 5. leucogranites à grain fin. - 6. granite de Guéret ; faciès cataclastique. - 7. granite porphyroïde orienté à deux micas. - 8. granite porphyroïde orienté à biotite du Millevaches. - 9. granite de Guéret ; faciès orienté. - 10. granite d'Auriat ; faciès à biotite. - 11. granite à deux micas albitisé à orthose très perthitique. - 12. granite à deux micas albitisé à microcline. - 13. granite non albitisé. - 14. granite planaire à biotite et sillimanite.

SW NE_WSW ENE
 Chavannas 384 m 686 m Mourieux 440 m



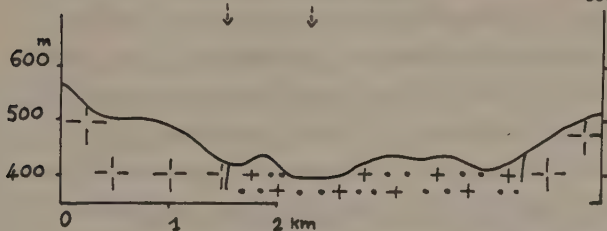
A

S N-SSE NNW-SSW NNE-S N-SSE NNW
 Bois Laron 760 m Le Thaurion 430 m Sardent 540 m

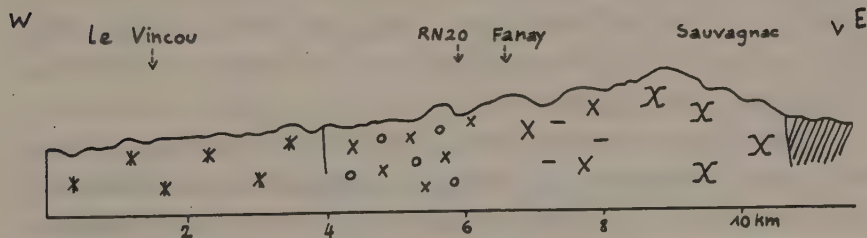


B

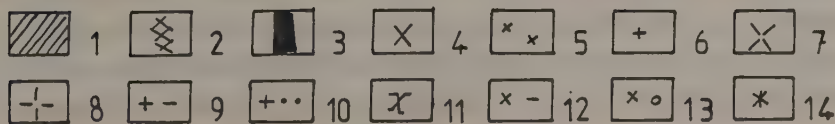
NW SE
 554 m R^e d'Auriat R^e du Mazeau 500 m



C



D



A Auriat-Saint-Moreil, selon J.P.Grandprat, un granite porphyroïde leucocrate, acide, à diaclases larges, fournit la cloison face aux métamorphites des plateaux. Cette dernière est renforcée vers l'Est par un granite à grain fin, leucocrate, plus acide. Le coeur de l'alvéole est dégagé dans un faciès du granite porphyroïde plus riche en biotite et présentant un diaclasage serré et irrégulier (fig. 8, C). Dans ce secteur d'Auriat, l'alvéole est ouvert vers le Sud et il y a passage de plain-pied vers le plateau situé plus à l'Ouest. Le batholite de granite d'Auriat, par sa situation et par l'érosion différentielle qu'il a subie, permet de comprendre l'irrégularité du tracé du contact Montagne - Plateau dans cette région.

De son côté, J.C.Flageollet (1977) montre que les limites nord et sud-orientale du massif d'Ambazac coïncident avec la limite des leucogranites lesquels dominent micaschistes et gneiss (fig. 8, D). Le contact n'est jamais tectonique et les fractures de détail sont obliques par rapport à la bordure méridionale. Dans le cadre même du massif, les différents compartiments topographiques correspondent à un faciès particulier des granites leucocrates à deux micas. La décroissance des altitudes d'Est en Ouest correspond exactement à la diminution de résistance des faciès : à l'Est, les points hauts sont donnés par le granite à deux micas, albitisé, à orthose très perthitique ; vers l'Ouest, lui succèdent le granite à deux micas albitisé à microcline et le même granite non albitisé, qui donnent deux paliers décalés topographiquement par rapport au premier ; enfin, tout à l'Ouest, le granite planaire à biotite et sillimanite de la Brame fournit les points les plus bas.

J.C.Flageollet insiste sur l'importance de l'érosion différentielle, mais il se sépare des auteurs précédents en montrant que les abrupts sont parfois plus complexes et qu'ils peuvent aussi résulter de reprises d'érosion "à caractère cyclique". Dans ce cas, l'escarpement n'est pas uniquement lié au contact des roches inégalement résistantes, le recul du talus ayant été bloqué par l'achèvement du "cycle" avec la disparition des conditions morphogénétiques qui donnaient toute son efficacité au processus d'aplanissement. Les escar-

pements peuvent être mixtes lorsque le recul des versants a été stoppé contre les granites résistants ou composites quand il y a eu plusieurs reprises d'érosion.

Dans la partie haute de la Montagne (s.s.), l'étude des relations entre les modelés et la pétrographie n'a jamais été conduite. Nous laissons à d'autres (R.Lacotte, thèse en cours) le soin d'en présenter le détail. Il est toutefois possible de relever quelques remarquables cas d'érosion différentielle, en particulier sur l'étendue de la carte de Bugeat :

- près de Toy-Viam, le Mont Salvy (Bugeat : 567 ; 72) présente un magnifique abrupt à regard sud qui domine de plus de 100 m la région qui s'étend au Sud. L'abrupt topographique matérialise le contact entre une petite masse de granites leucocrates et des terrains variés moins résistants : micaschistes et granite porphyroïde orienté.

- l'alvéole du Longéroux aux sources de la Vézère s'inscrit dans les granites porphyroïdes orientés, tandis que ses cloisons sont toutes taillées dans les leucogranites à deux micas (fig. 9, A).

- l'alvéole des sources de la Vienne creusé dans les micaschistes possède des cloisons en divers granites : granite leucocrate à deux micas, granite porphyroïde et leucogranodiorite à grains moyens ; c'est dans ce dernier cas que la cloison est la moins marquée.

Une échelle de résistance valable pour le Limousin a pu être proposée : pour A.Winckell (1975) il convient de placer au sommet les différents faciès de leucogranite (à grains moyens ou fins, à cordiérite et grenat) ainsi que le faciès porphyroïde du granite de Guéret ; au contraire, parmi les faciès les plus altérables on trouve les granites mélanocrates, riches en biotite, souvent diaclasés, les granodiorites et les roches métamorphiques. Cette échelle d'altérabilité communément admise a pu être remise en cause dans certains cas. J.P. Dutreuil (1978) a montré que dans les granitoïdes de l'Ouest du Limousin, les granites à deux micas et les leucogranites peuvent être plus altérables que certains types de granodiorite. La cause est à rechercher dans une genèse spécifique, en particulier dans une évolution postmagmatique complexe qui conditionne le degré de fissuration.

Il arrive fréquemment que les alvéoles se développent à l'intérieur d'un affleurement de granite homogène. Ce ne sont plus les seuls caractères intrinsèques de la roche qui sont en cause ; il faut faire appel à des paramètres, comme la fracturation de détail, pour expliquer la localisation de certains évidements ; c'est le cas d'alvéoles comme ceux de Rempnat ou de l'Etang des Goursolles, entièrement développés dans le seul granite porphyroïde. Beaucoup d'alvéoles peuvent avoir une double origine et leurs limites et leurs formes dépendre à la fois d'un contrôle lithologique et d'un contrôle tectonique. L'exemple de l'alvéole de Saint-Hilaire-les-Courbes est à ce sujet significatif (fig. 9, B et C) : son tracé général, souvent en discordance avec les contacts pétrographiques, trouve son origine dans une adaptation au canevas tectonique. Mais les nuances pétrographiques se retrouvent à l'échelle de détail, comme par exemple pour expliquer la butte conservée en leucogranite entre les deux étangs de Saint-Hilaire.

De même, la localisation de l'alvéole de Viam dans les granites, en limite d'une large écharpe de micaschistes, ne peut se comprendre qu'en tenant compte du grand accident méridien qui, de Viam, rejoint Gourdon plus au Sud. Plus qu'un véritable alvéole, il s'agit d'une vallée de ligne de faille développée et élargie par la Vézère et son affluent, le ruisseau de Mouno.

Le quadrillage tectonique ancien, bien mis en évidence par photo-interprétation, est responsable, lui aussi, dans de nombreux cas, des traits de détail du modelé. La plupart des coudes brusques des grandes vallées sont calqués sur l'entrecroisement de lignes de fractures et les alignements de vallons ou de secteurs de vallées révèlent, par leur géométrie, tout ce qu'ils doivent à l'héritage de la trame tectonique. Point n'est alors besoin d'imaginer des captures récentes pour expliquer le tracé du réseau hydrographique actuel chaque fois que l'on a un coude brusque. Un des cas les plus frappants est celui d'un petit affluent de la Vézère supérieure à Grand Billoux, en haute Corrèze : l'alignement de ce ruisseau avec celui de Bourroux qui, lui, se jette dans la Vienne, peut laisser croire à des "luttres d'influence" entre les bassins de la Vienne et de la Vézère. Il n'en est sans doute rien tant est grande l'adaptation du réseau hydrogra-

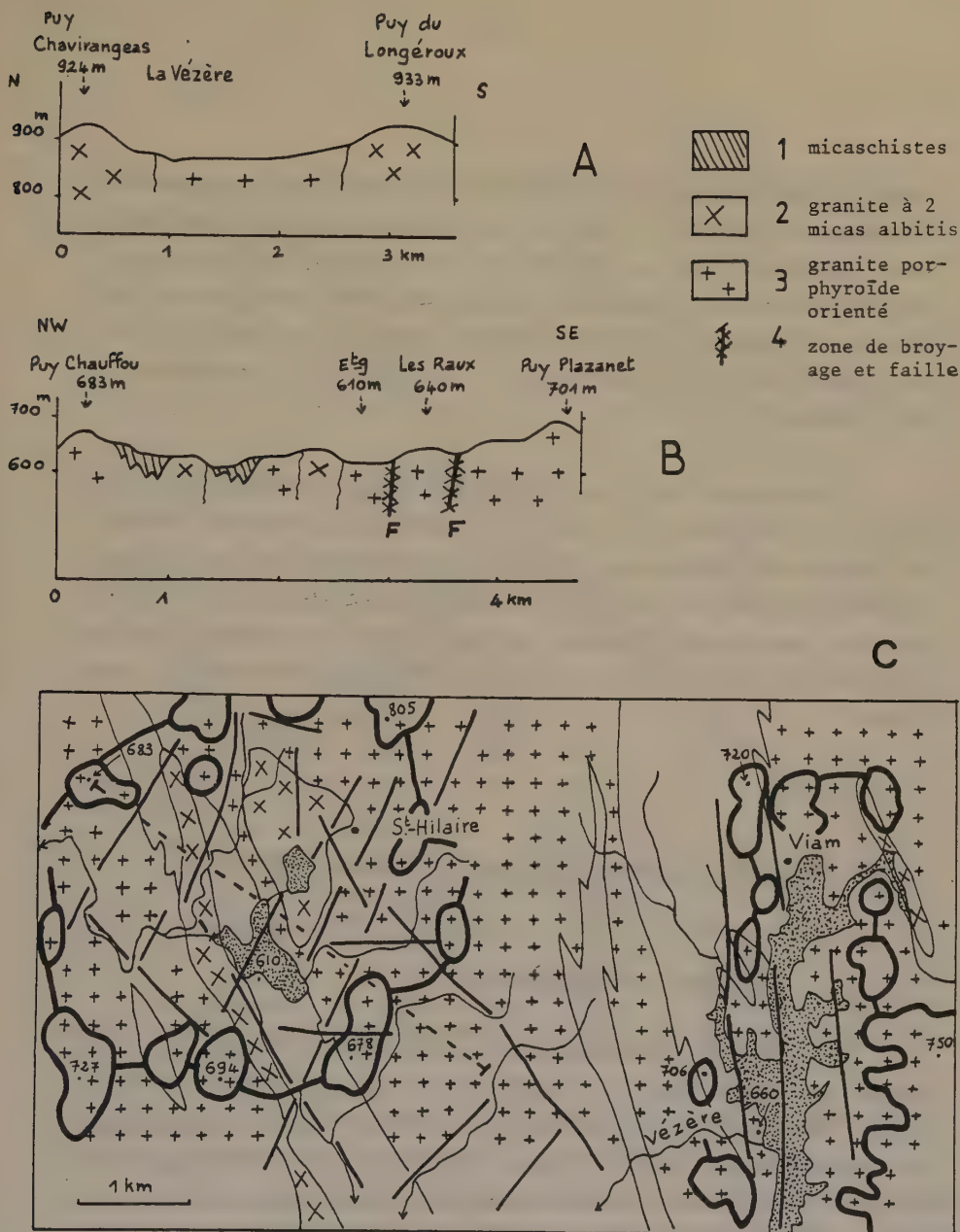


Fig. 9 : Aspects de l'érosion différentielle en Montagne limousine.

A- l'alvéole du Longéroux (sources de la Vézère).

B- l'alvéole de Saint-Hilaire les Courbes

C- les alvéoles de Saint-Hilaire et Viam dans leur contexte structural.

Pour C, les micaschistes ont été laissés en blanc, les lignes de fractures sont en traits noirs rectilignes et les alvéoles figurés par les interfluvies qui les bordent en traits noirs, très renforcés ; les retenues sont en pointillés ; le tracé de la coupe B est en tirets.

phique au cadre tectonique tel qu'on peut le restituer par photo-interprétation (fig. 10). Tous les coudes à angle droit et les confluences coïncident avec des croisements de fractures lesquelles sont alignées selon deux directions orthogonales S-SE / N-NW et N/S. De tels cas d'adaptation sont extrêmement fréquents en Limousin, en particulier dans les bassins-versants du Thaurion, de la Creuse ou de la Vienne.

Les modelés du Limousin sont étroitement tributaires des variations lithologiques locales et du quadrillage tectonique hérité des orogénèses hercyniennes. Les deux grandes familles lithologiques présentent chacune de leur côté un comportement d'ensemble uniforme vis-à-vis des grands processus morphogéniques ; les granites montrent toutefois des nuances plus variées en raison du grand nombre de leurs faciès.

E- De grandes étapes morphogéniques encore mal définies.

1- Les grands aplanissements.

Nous ne reviendrons pas sur les grandes étapes de la recherche présentées dans la première partie de cette étude sur le Limousin. Rappelons que la datation des différents plans topographiques est une oeuvre délicate et ne peut se faire qu'en tenant compte des dépôts de la périphérie de la région. Dernier en date parmi les chercheurs qui ont tenté une interprétation, J.C.Flageollet (1977) propose une chronologie pour les événements de la fin du Tertiaire et du Quaternaire ancien. "L'évolution qui a conduit au relief actuel démarre au moment où une ancienne surface ... se trouve portée en altitude" ... "Le défoncement de cette surface ancienne n'est pas dû essentiellement à des causes tectoniques, mais à des causes climatiques ; l'Eocène moyen et l'Oligocène sont les deux temps forts durant lesquels des climats à saisons contrastées permettent l'inter-

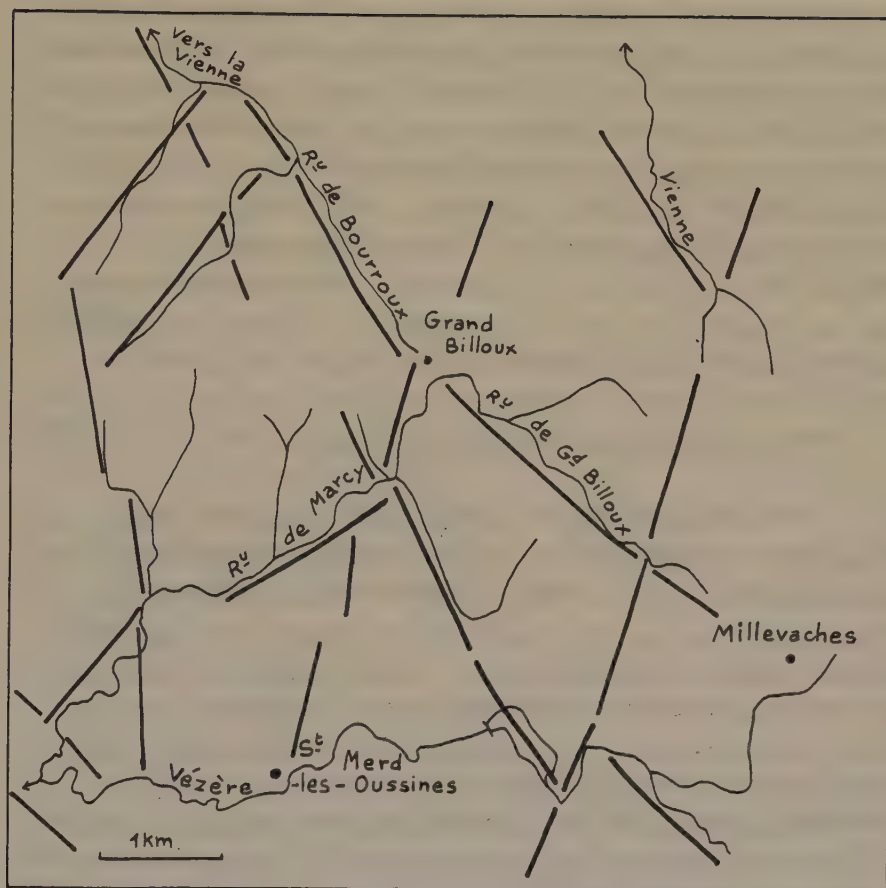


Fig. 10 : L'influence du cadre tectonique sur le tracé du réseau hydrographique : l'exemple de la haute Vézère.

En traits forts les principaux axes tectoniques (fractures mises en évidence par photo-interprétation).

vention de processus d'érosion qui accentuent l'emboîtement de surfaces aplanies aux dépens de l'ancienne surface, par recul des versants." L'auteur retient une chronologie dans laquelle la surface de la Montagne serait infra-éocène, celle des Bas-Plateaux néogène et le niveau topographique "intermédiaire" fini-bartonien. Il considère ensuite le Miocène et le Pliocène comme des périodes de repos sur le plan morphogénique, l'altération l'emportant alors et l'érosion ne se faisant plus que sous forme de transports en solution. Les directions du réseau hydrographique se fixent, et de grands glacis en forme de gouttières s'inscrivent autour des grands axes.

2- Un indispensable bombement d'ensemble.

S'il est évident qu'un bombement d'ensemble à moyen rayon de courbure a affecté toute la région, permettant d'expliquer la disposition générale du relief et le tracé du réseau hydrographique, il n'a jamais pu être démontré l'existence d'accidents bien localisés résultant d'une tectonique proche de nous. La tentative la plus récente, celle de J.L.Nolf (1980) appliquée à la région qui s'étend au Nord du Millevaches, du Guérétois au bassin de Gouzon, ne convainc réellement pas faute de preuves solides. Il est vrai qu'il est difficile de trouver des arguments autant pour démontrer l'existence que l'absence de mouvements récents. Et cela, comme nous l'avons déjà indiqué, en raison du manque de dépôts corrélatifs ou de preuves topographiques incontestables. Seul le petit bassin de Gouzon, avec ses formations tertiaires témoigne en faveur de mouvements tectoniques "récents" mais il s'agit de dislocations oligocènes. Sa position et son allure conduisent à le considérer comme le témoin le plus occidental des bassins d'effondrement affectant la partie médiane du Massif Central, et non comme un élément représentatif de la tectonique du Limousin. On ne trouve d'ailleurs nulle part vers l'Ouest son équivalent.

Dans l'hypothèse de mouvements fini-tertiaires localisés, on comprendrait mal qu'aucun dépôt n'ait été conservé dans les secteurs tectoniquement abaissés qui n'auraient pas manqué de se créer. Dans la mesure où ces dépôts n'existent qu'en bordure orientale, il est beaucoup plus vraisemblable de penser, comme l'a fait A. WINCKELL, que la tectonique

récente en Limousin se limite à un vaste bombement à moyen rayon de courbure, non véritablement cassant. Ce bombement permet d'expliquer la disposition rayonnante du réseau hydrographique et l'encaissement fini-tertiaire et quaternaire des rivières. L'encaissement se réalise alors en utilisant le canevas tectonique ancien dans lequel certains éléments ont pu, localement, fonctionner à nouveau en raison des distensions provoquées par le bombement d'ensemble. Cependant, nous ne possédons pas pour le moment les moyens de mettre, d'une façon sûre, "ces accidents" en évidence.

Outre le soulèvement de la Montagne, le bombement d'ensemble du Limousin pourrait être, dans l'hypothèse de CL.Klein (1978), responsable de la mise en saillie des petits massifs périphériques par gondolement de la surface éogène.

Bien que l'on ne dispose pas d'arguments précis, tous les faits morphologiques tendent à placer durant le Néogène (début ? établi sur la période ?) les mouvements d'ensemble qui ont affecté le Limousin.

3- La dégradation des surfaces et le creusement des vallées.

Les changements climatiques de la fin Tertiaire / début Quaternaire qui s'ajoutent au bombement d'ensemble tardif, provoquent l'encaissement des rivières dans les vallées au tracé désormais définitif. L'enfoncement est ponctué de niveaux de replats et de terrasses qu'il est bien difficile d'attribuer à une période précise. On ne sait même pas à quel moment de la fin du Tertiaire s'est produit le début de la dégradation des anciens aplanissements. En fait, là aussi, les différentes étapes ne sont bien visibles qu'en périphérie du Limousin, c'est-à-dire lorsque les rivières atteignent les régions sédimentaires.

J.C.Flageollet (1977) rappelle, pour la vallée de la Creuse, les distinctions faites par C.Vélasquez (1974) dans la région d'Argenton. Dans ce secteur où la rivière pénètre en percée conséquente les premières assises du Bassin Parisien, on peut distinguer deux terrasses (sans tenir compte d'un vieux niveau abîmé, non certain) :

- l'une, vers + 50 m, Mindel ou Günz, au Sud-Est d'Argenton,

entre les hameaux de la Châtaigne et Beauvais.

- l'autre, dite de Maison Rouge, vers + 30 m, renfermant un bi-face acheuléen archaïque et qui serait Mindel.

Selon J.C.Flageollet, il convient de rajeunir cette dernière terrasse qui, en raison de la présence de galets de granite et de gneiss, de sables feldspathiques et micacés, et de minéraux lourds fragiles, pourrait bien être Riss, voire peut-être Würm.

Pour la Vienne, en aval de Saint-Junien, J.C.Flageollet distingue deux niveaux (si l'on excepte les alluvions anciennes des plateaux) :

- l'un, vers 40-45 m, visible près de Confolens à Saint-Germain et aux Bordes près de Lussac-les-Châteaux.

- l'autre, vers 15 m, au Pont de Mazerolles près de Lussac.

Pour affiner cette étude des terrasses de la Vienne, les relevés effectués par J.Gauthier (1975, p. 144-148) peuvent être repris. A l'aval de l'Isle-Jourdain, trois niveaux apparaissent nettement et présentent des caractères très différenciés. On distingue :

- une haute terrasse, + 50 - + 60 m, sans forme bien conservée qui est matérialisée par la présence de galets roulés, surtout visibles épars dans les champs, de petite taille (10 cm au maximum) avec une dominante des quartz, les autres matériaux étant complètement altérés ou réduits à l'état de fantômes.

- une moyenne terrasse, vers + 16 - + 18 m où les matériaux sont bien stratifiés, les plus grossiers (jusqu'à 30 cm) en lits épais à la base. Le quartz domine encore mais il y a aussi une forte proportion de galets cristallins (granite, gneiss, diorite). Ces derniers, très altérés, s'écrasent au toucher sous les doigts.

- une basse terrasse, vers + 4 - + 6 m, surtout étendue à l'aval de l'Isle-Jourdain, vers le village des Vergnes. La composition pétrographique est la même que pour le niveau moyen, mais les matériaux sont très sains dans leur ensemble. Notons aussi la présence de blocs de granite démesurés dont la taille peut dépasser le mètre.

Pour ces différents niveaux, seule une chronologie relative peut être proposée et J.Gauthier rattache les trois étapes aux périodes Würm, Riss, la plus ancienne des terrasses étant pour lui pré-rissienne.

A l'intérieur du Limousin, les étapes de l'enfoncement des vallées se lisent encore moins bien. Les lambeaux de terrasse sont extrêmement rares et les restes de niveaux topographiques si discontinus et décalés en altitude qu'il est pratiquement impossible de distinguer les grandes phases de l'évolution des vallées. Il faut en effet se méfier des nombreux ressauts de terrain qui, surtout en milieu granitique, accidentent les versants et qui n'ont, le plus souvent, qu'une valeur locale, étant liés aux changements, même minimes, de la disposition structurale du matériel.

La Vézère peut servir d'exemple significatif pour la Montagne limousine. Des dépôts alluviaux y ont été conservés en quantité plus importante que partout ailleurs. La coupe la plus intéressante pour le secteur amont se situe près du terrain de camping de Bugeat (Bugeat : 567,8 ; 67,5). Des alluvions ont été conservées sur le replat qui domine de 12 à 15 m la plaine alluviale actuelle. Se présentant sous forme d'un mince placage, elles contiennent surtout des galets de quartz de petite taille, des galets de granites variés, noyés dans une matrice limono-sableuse abondante ; les granites, de taille moyenne (5 à 10 cm, quelques-uns ayant 20 cm), très altérés, s'écrasent sous le choc du marteau. Le matériel alluvial de la basse plaine est, quant à lui, peu altéré ; tous les faciès granitiques de l'amont y sont représentés, parfois sous forme de blocs de taille métrique.

Cette observation peut être rapprochée de celle, réalisée au Pont des Iles, situé environ 5 km à l'aval de Treignac. La plaine alluviale actuelle formée de matériaux très frais, est dominée par un dépôt important situé vers + 10 - + 15 m dans lequel les blocs de granite de taille moyenne (10 à 20 cm), à cortex d'altération important, sont emballés dans une matrice sablo-limoneuse. Plus haut sur le versant, des galets de quartz de petite taille demeurent les seuls témoins de la première étape de l'enfoncement du réseau hydrographique. Ces minces placages de galets peuvent se raccorder à ceux que l'on trouve sur les replats de quelques alvéoles voisins comme celui de Veix, à l'Est de Treignac.

Grâce à ces dépôts, les étapes d'enfoncement de la Vézère se précisent. Les hauts niveaux, seulement jalonnés par des quartz

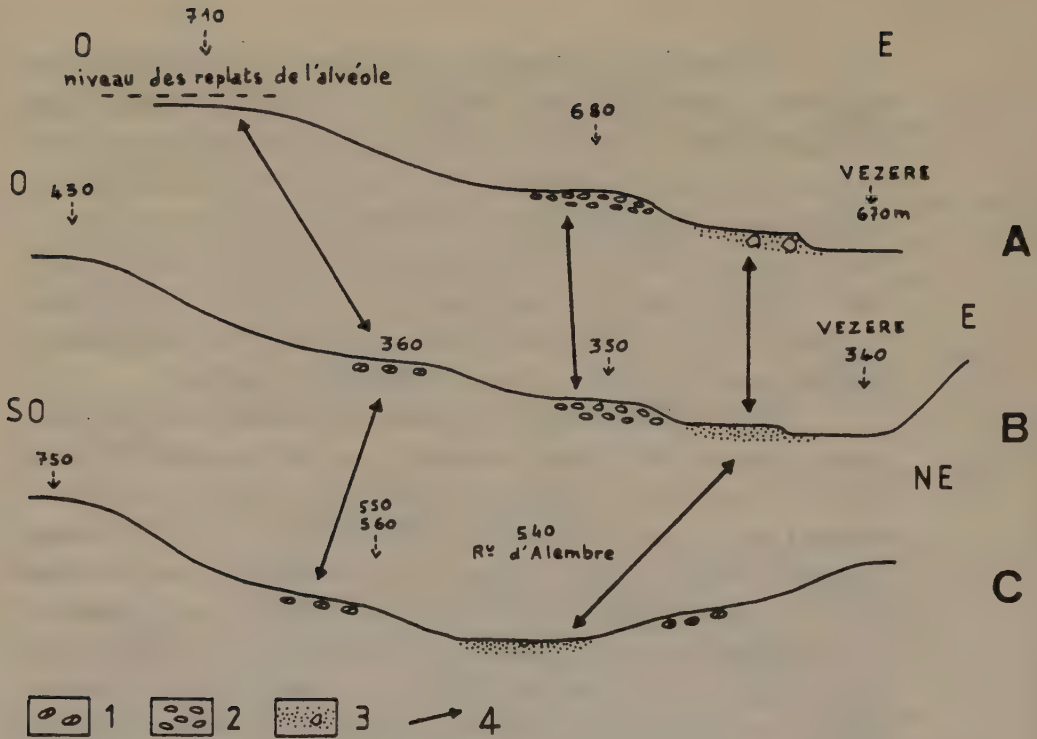


Fig. 11 : Les étapes du creusement de la vallée de la Vézère.

A - Situation au terrain de camping de Bugeat.

B - au Pont des Isles (aval de Treignac).

c - dans l'alvéole de Veix (près de Treignac).

1. galets de quartz seuls. - 2. alluvions à granites altérés. -
 3. alluvions récentes à granites sains (avec localement des éléments grossiers). - 4. raccords entre les différents épisodes de creusement.

résiduels, correspondent au premier enfoncement des vallées dans ce qui a dû être à l'époque un chenal très large encore balayé par un écoulement divagant ; il est possible de rapprocher ce niveau de celui des replats que l'on trouve généralisés dans les alvéoles comme nous y autorisent les placages d'alluvions relevés à ce niveau dans l'alvéole de Veix, alluvions dont il ne reste que quelques galets de quartzite, eux aussi à fort cortex d'altération ; tant la situation topographique que l'altération des matériaux, tout concourt à placer l'épisode responsable de ce premier creusement, localisé assez loin dans le temps, au Quaternaire inférieur ou dans les derniers moments du Tertiaire (fig. 11).

Postérieurement, l'évidement des vallées et des alvéoles s'est poursuivi : dans les alvéoles, il met en relief les replats anciens planchers, sans aucune autre trace visible ; dans les grandes vallées, il est jalonné par un niveau de terrasse moyenne dont les matériaux, quoique altérés, sont encore bien reconnaissables ; ce niveau correspond à celui signalé dans les vallées de la Creuse et de la Vienne ; on le retrouve dans la plupart des grandes vallées du Massif Central (Truyère, Lot, Altier,...) souvent réduit à un simple palier topographique, les alluvions ayant été évacuées ; il est logique de placer au Quaternaire ancien ou moyen les épisodes morphodynamiques responsables de cette évolution.

Enfin, la dernière évolution est la mise en place de la plaine alluviale au cours du Quaternaire récent.

Des grandes étapes morphogéniques encore mal connues, il nous faut surtout retenir la façon dont a été dégradée la surface fondamentale tertiaire. C'est ainsi que dans les modelés de "type Montagne" un épisode précoce d'arrêt dans le creusement, suivi d'une deuxième période d'évidement moins prononcée, conduit à la mise en valeur de replats perchés au-dessus du fond actuel : ainsi s'expliquent les versants composites que nous avons déjà décrits (fig. 6, A 2).

CHAPITRE II - LA MARGERIDE.

En plein coeur du Massif Central, la Margeride s'étend selon un axe N.O./S.E. sur 65 km de long et 35 km de large. Le faite, qui dépasse souvent 1400 m, est une remarquable ligne de séparation des eaux : à l'Est, l'écoulement se fait vers l'Allier; à l'Ouest, le drainage se réalise vers la Dordogne par l'intermédiaire du Lot et de la Truyère; l'extrême Sud-Est, ou Mourre de la Gardille, envoie même ses eaux vers le Rhône par l'intermédiaire du Chassezac.

Plus que les altitudes sommitales (1552 m au Truc de Fortunio, 1551 m au Signal de Randon dans l'extrême Sud), ce sont les altitudes moyennes qui doivent retenir notre attention. Sur toute la longueur de la ligne de crête, l'altitude ne s'abaisse en-dessous de 1400 m qu'au col de la Chapelle-Saint-Roch (entre Saint-Alban et Saugues) et au droit de Paulhac-en-Margeride. Les altitudes inférieures à 1000 m sont rares et se cantonnent aux vallées principales (Truyère, Allier) et aux petits bassins (Le Malzieu, Saugues). Il faut insister sur l'importance de ces altitudes moyennes : le phénomène "hautes terres" est encore renforcé par le rattachement du massif, sans aucune coupure topographique, au Cantal au Nord-Ouest, à la chaîne du Devès à l'Est et enfin aux hautes échines cévenoles par l'intermédiaire du Mourre de la Gardille au Sud. L'importance des altitudes moyennes, la massivité de l'ensemble, la situation au coeur du Massif Central doivent être présents à l'esprit pour comprendre l'évolution des versants en période froide.

A- Un relief étagé

L'allure générale du relief n'est jamais celle d'une montagne, mais plutôt celle de hauts plateaux étagés, continus du Nord au Sud et formant d'Ouest en Est de véritables gradins, de part et d'autre du faite (fig.12). Le plateau central, le plus élevé, forme ce que l'on appelle généralement la "Montagne" de Margeride. Nous le désignerons sous ce terme, terme reconnu à la fois en géographie régionale et par les habitants de la région.

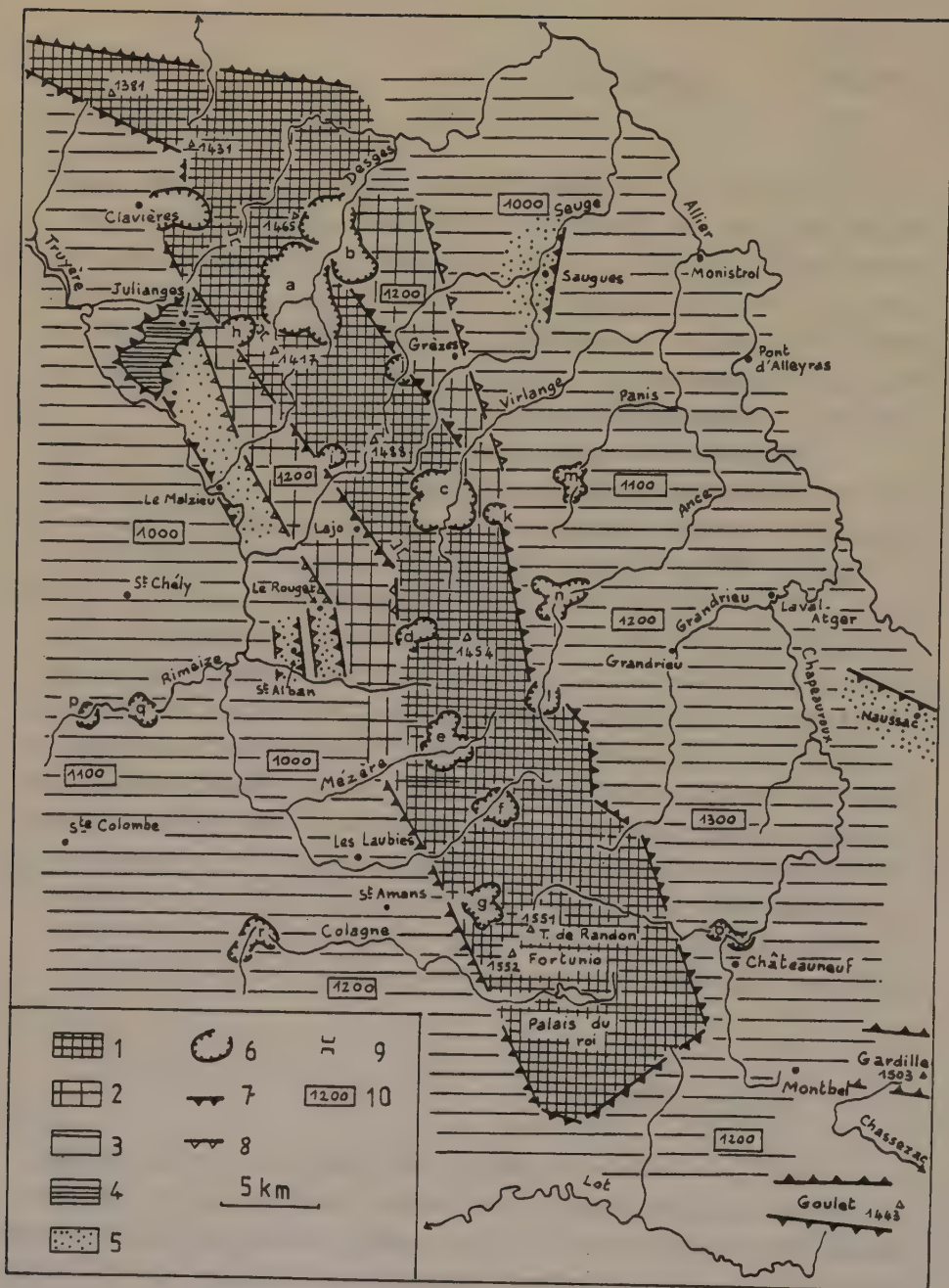


Fig. 12 : Les grands traits du relief de la Margeride.

La Montagne dont la largeur ne dépasse guère 6 à 8 km dans les parties centrale et septentrionale s'élargit dans l'extrême SE pour atteindre la dizaine de kilomètres. Les altitudes y sont en moyenne au-dessus de 1300 m. De larges interfluves, lourds et convexes, forment l'essentiel de ces hautes surfaces; ils prennent parfois l'aspect de petits espaces plans comme au droit de Lajo ou dans le Sud, au Plateau du Roi (fig.12). De loin en loin, ces formes simples sont interrompues par des dépressions de taille et de nature diverses :

- Au Nord, il s'agit de vastes alvéoles comme ceux de Paulhac ou de La Besseyre-Saint-Mary. A Paulhac, la dépression atteint une dimension de 3 x 4 km et elle est creusée de 200 m en moyenne par rapport aux interfluves voisins. Ses contours lobés, la présence de grands replats plus ou moins étagés lui confèrent des caractères classiques (R. Coinçon, 1972).

- Ailleurs, les alvéoles sont de taille plus réduite (de 1 à 2 km au maximum pour les grandes dimensions) mais leur enfoncement reste toujours de l'ordre de 150 à 200 m. On peut citer ceux de Chanaleilles, de Sainte-Eulalie, de La Villedieu ou de Froidviala.

- Parfois, ce sont de simples demi-alvéoles qui échancrent la Montagne, adossés aux bordures. De taille encore plus réduite (de l'ordre du kilomètre ou inférieur), ils sont comme suspendus au-dessus des plateaux voisins. A l'Ouest, les plus beaux sont ceux de Saint-Privat-du-Fau et des Ducs et, à l'Est, ceux de Bugeac, de Madrières ou de la haute vallée de l'Ance.

Fig.12 : Les grands traits du relief de la Margeride.

1- la Montagne. 2- les plateaux intermédiaires. 3- les grands plateaux périphériques. 4- plateau de Julianges. 5- les bassins sédimentaires tertiaires. 6- alvéole. 7- abrupt topographique bien marqué. 8- abrupt topographique peu marqué. 9- principaux cols en-dessous de 1400 m. 10- altitude moyenne.

a = Paulhac. b = La Besseyre-Saint-Mary. c = Chanaleilles. d = Sainte-Eulalie. e = Saint-Denis. f = La Villedieu. g = Froidviala. h = Saint-Privat-du-Fau. i = Les Ducs. j = Bugeac. k = Madrières. l = sources de l'Ance. m = Thoras. n = Cheyla. o = Granouillac. p = Veyres. q = Pont-Archat. r = Recoules-de-Fumas.

- Enfin, de nombreux vallons aèrent la Montagne. Peu creusés, avec un profil transversal en berceau aux bords évasés, ils naissent dans de petits amphithéâtres mal ébauchés, aux versants doux. Dans l'espace, ces vallons présentent des alignements significatifs selon des directions qui font ressortir le canevas structural. Le dispositif apparaît clairement sur les cartes géomorphologiques de Saugues et de Saint-Chély d'Apcher.

Vues d'avion, les hautes terres de Margeride présentent un aspect de haut plateau "troué" mais en dépit de ses nombreuses dépressions, la Montagne demeure une échine lourde, massive, un obstacle aux communications d'Ouest en Est.

Les plateaux périphériques que l'on suit de part et d'autre de l'axe faitier présentent entre eux beaucoup de points communs, opposés à ceux de la Montagne : les altitudes sont plus basses, les interfluves plans plus nombreux, les dénivellations moins importantes; de petits bassins tectoniques les accidentent. Toutefois, quelques différences existent et il est nécessaire d'en faire l'étude séparée pour avoir une bonne compréhension de l'agencement du relief.

- A l'Est, un petit plateau étroit, en forme de triangle, entre La Besseyre-Saint-Mary et Grèzes, forme le premier élément qui sert de transition avec la Montagne. Les interfluves larges et plans, désignés localement sous le terme de "cham" ou "cam", y occupent de vastes espaces à des altitudes légèrement supérieures à 1200 m. Puis, au-delà, un immense plateau s'étend jusqu'à la vallée de l'Allier. On peut le désigner sous le nom de plateau de Saugues-Grandrieu. L'altitude des sommets d'interfluves y voisine 1100 m, plus basse au Nord de Saugues (1000 m) et plus élevée au Sud de Grandrieu (1200 m). De même, c'est dans le Sud qu'il atteint sa plus grande largeur, de l'ordre de 12 à 13 km. On y retrouve les mêmes interfluves larges et calmes, mais dans le détail, la dissection par des vallons en berceau est plus poussée que sur le plateau précédent. Aux simples vallons s'ajoutent les nombreuses vallées affluentes de l'Allier comme la Seuge, l'Ance qui reçoit le Panis et la Virrange, et le Chapeauroux avec son affluent, le ruisseau de Grandrieu. D'abord larges avec des versants doux, ces vallées se transforment brutalement à proximité de l'Allier en gorges pro-

fondes et étroites : à l'aval de sa confluence avec la Virlogeux, l'Ance est encaissée de 350 m, le Chapeauroux à l'amont de Laval-Atger de plus de 250 m; l'Allier, lui-même, à l'aval de Langogne, emprunte un couloir étroit et présente souvent plus de 300 m de dénivellation avec les plateaux voisins comme au Pont d'Alleyras ou à l'aval de Monistrol d'Allier.

Les alvéoles bien développés sur ce plateau oriental sont rares. Tout au plus peut-on reconnaître comme tels les dépressions de Thoras, de Cheyla et de Granouillac près de Châteauneuf de Randon.

La topographie simple de plateaux monotones est perturbée par la présence de deux bassins aux formes géométriques. Non loin de l'axe faitier de la Margeride, celui de Saugues est de petite taille : les bordures sont dissymétriques avec, à l'Est, un escarpement méridien de 80 à 100 m de commandement et, vers l'Ouest, au-delà d'un fond plat qui dépasse 1 km de large, un raccord avec le reste du plateau par de grands plans inclinés à pente douce. Le bassin de Naussac, près de Langogne, est, lui, en périphérie de la Margeride : de direction oblique par rapport au précédent, il se présente comme un trapèze dont la grande dimension est NO/SE; seule, sa bordure septentrionale est bien marquée par un escarpement raide de plus de 100 m; son fond est un grand plan incliné depuis le SO jusqu'au NE.

- A l'Ouest, on retrouve, comme à l'Est, accolé à la Montagne, un plateau étroit où les altitudes sont supérieures à 1200 m, puis un immense plateau dont les altitudes se tiennent vers 1000 m, s'élevant régulièrement au-delà de Sainte-Colombe de Peyre en s'approchant de l'Aubrac. Dans l'ensemble, la dissection de détail est poussée et l'on assiste à un foisonnement de petites croupes convexes et de vallons ouverts en berceau. Hormis le petit plateau tabulaire bordé de corniches marquées, près de Julianges, les espaces plans sont rares : on peut rappeler les interfluves au Nord de Saint-Chély d'Apcher, ceux du Bois de Ganigal près du Malzieu ou de Chabannes Planes au SO de Saint-Alban. Quelques formes en creux rompent la monotonie : ce sont de petits alvéoles tels ceux de Veyres ou de Pont-Archat sur la Rimeize ou celui de Recoules-de-Fumas plus au Sud. Plus importants sont les bassins que l'on trouve à l'Est de la Truyère : bassin du Malzieu, bassins de Saint-Alban et du Rouget. Leur grand axe est parallèle au faite de la Margeride. Leurs fonds sont plats, les bords bien marqués et relativement sy-

métriques sauf le versant oriental du Rouget qui domine nettement par sa rectitude et par son commandement (de l'ordre de 250 m).

- Au Sud, la terminaison est assez brutale entre le haut Plateau du Roi (plus de 1300 m) et la vallée du Lot (850 m). Vers le SE, près de Chateauneuf, un seuil de hauteurs disposées d'Ouest en Est, supérieures à 1350 - 1400 m, permet de raccorder la Margeride au Mourre de la Gardille. Enfin, le Causse de Montbel, vaste plaine à plus de 1200 m, sert de raccord avec la Montagne du Goulet.

- Au Nord, l'axe de la Margeride s'infléchit vers l'Ouest, devient plus étroit tout en conservant des hauteurs qui approchent ou dépassent 1400 m. Ce secteur, appelé localement Forêt de la Margeride, s'élève brutalement au Nord au-dessus du plateau qui s'étend entre la vallée moyenne de l'Allier et l'Allagnon.

Les contacts entre plateaux, et entre plateaux et Montagne, se font d'une façon simple par de longs abrupts au tracé bien rectiligne dans l'ensemble, d'orientation N-NO/S-SE. Dans le détail, les limites sont parfois plus difficiles à suivre : s'opposent des secteurs où les abrupts sont nets (le Mazel près des Laubies), parfois exagérés (bordure orientale du bassin du Rouget) et des secteurs où le contact est moins marqué (échancrure de demi-alvéoles perchés), voire ménagé (plan incliné entre le Viala et Saint-Denis-en-Margeride).

Le réseau hydrographique montre, pour les cours supérieurs, un tracé géométrique pratiquement orthogonal à l'échine montagneuse mais les axes médians des grandes vallées (Allier, Truyère) sont, eux, parallèles à l'axe faitier. Quelle que soit la rivière, on retrouve toujours le même type de vallée à secteurs différenciés comme le montre l'étude, très représentative, de l'Ance (fig.13) :

- à l'amont, la rivière naît dans un petit amphithéâtre aux versants doux, au fond marécageux et tourbeux. Puis vient un vallon en berceau aux versants bien ouverts.

- la partie médiane est une vallée large tantôt en berceau, tantôt avec un fond plat démesuré; quelques rétrécissements peuvent exister mais ils sont rarement en gorge. Les fonds plats démesurés correspondent au passage de la rivière au travers des alvéoles développés

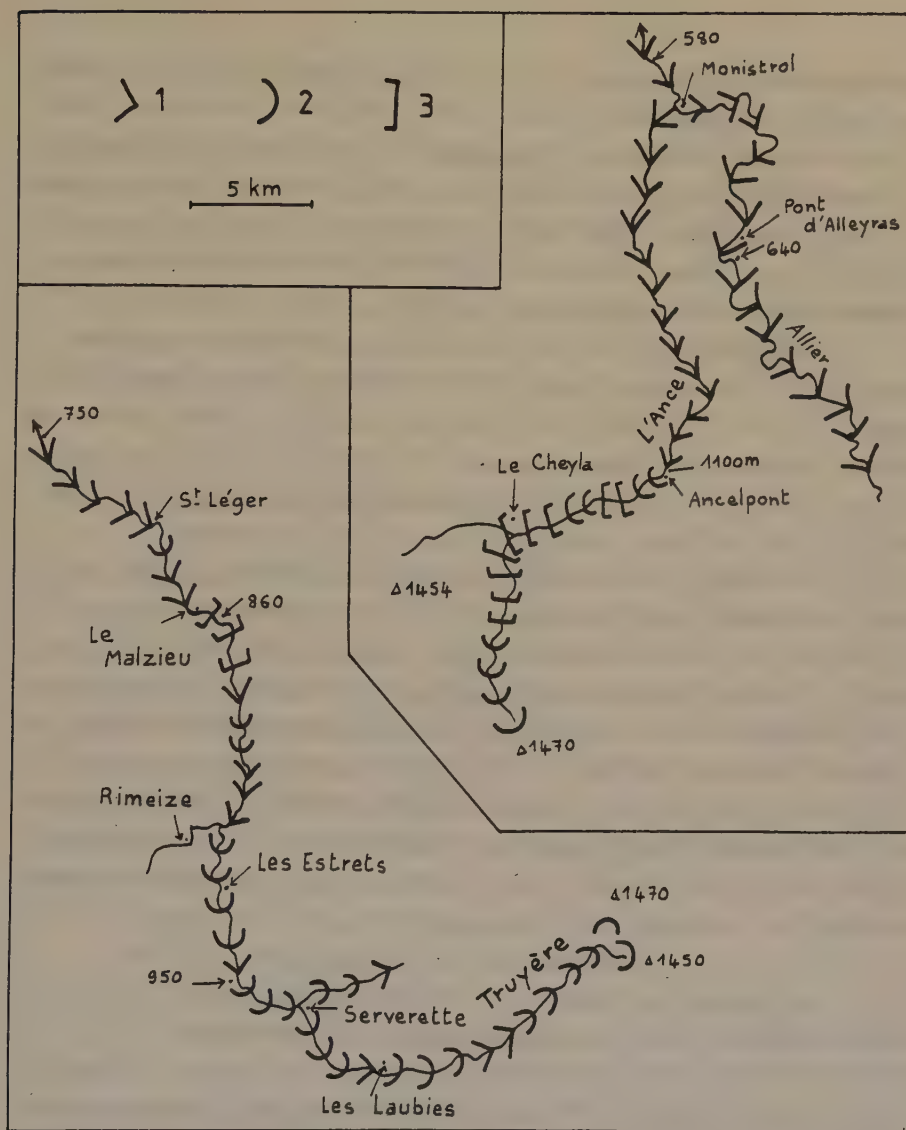


Fig. 13 : Aspects de la topographie des vallées de l'Ance et de la Truyère.
 1. vallée en gorge. - 2. vallée en berceau ouvert. - 3. vallée à fond plat démesuré.

dans les plateaux inférieurs : celui du Cheyla pour l'Ance, de Granouillac pour le Chapeauroux.

- à l'aval, la rivière s'encaisse brutalement en gorge, avec des versants aux pentes fortes (de 25 à 30°). Pour l'Ance, cela se produit à l'aval d'Ancepont, vers 1100 m d'altitude. Dès lors, le fond de la vallée est extrêmement resserré sauf en de rares secteurs où peuvent exister de petits élargissements avec un fond plat de 100 à 200 m.

On comprend aisément cet enfoncement des rivières quand on sait que l'Allier ne coule plus qu'à 640 m d'altitude au Pont d'Alleyras, à 18 km de la crête de Margeride située vers 1400 m d'altitude, ce qui représente une pente d'ensemble de l'ordre de 4,2%. Pour une distance identique par rapport aux sommets, le confluent de la Seuge avec l'Allier se trouve encore plus bas, à 540 m seulement.

A l'Ouest, les vallées présentent une morphologie semblable pour les secteurs amont et médian. Mais les gorges de l'aval n'apparaissent sur la Truyère qu'au-delà de Saint-Léger-du-Malzieu. Sans doute, est-ce dû à un niveau de base local nettement plus élevé qu'à l'Est : dans le bassin du Malzieu, la Truyère coule encore à 860 m. L'aspect du secteur médian est, lui aussi, un peu différent de ce qui se passe à l'Est. Le calibrage de la vallée est encore plus inégal : de courts secteurs en gorges s'intercalent entre les portions en berceau et celles à fond plat; les fonds plats démesurés n'existent pas sauf pour la Rimeize qui coule depuis l'Aubrac, à l'Ouest.

On le voit, en dépit de l'existence de nombreux paliers, les formes du relief sont relativement simples dans l'ensemble.

A échelle moyenne, on peut retenir l'existence de deux grands types de paysages morphologiques s'opposant nettement :

- *La Montagne est le domaine des versants longs et convexes, à pente forte, à très courte concavité basale. Les secteurs plans sont extrêmement réduits aussi bien sur les sommets que dans le fond des vallées. Les seuls versants composites sont ceux des alvéoles avec l'intercalation de courts replats au pied des pentes convexes.*

- *Les plateaux présentent une multitude de courts versants convexes se terminant par des concavités basales de faible extension.*

Les espaces plans de fond de vallée y sont plus nombreux ; les versants à secteurs rectilignes aussi, notamment le long des vallées principales. L'importance de la dissection de détail oblige à créer une catégorie de "versants en gouttière" ou en "berceau" de façon à rendre compte de l'agencement des éléments du modelé dans la région des têtes de vallons élémentaires.

Tous les versants de Margeride, Montagnes et Plateaux, sont du type de ceux décrits en Montagne limousine ; aucun versant n'y est proche de ceux des Plateaux limousins.

B- Un cadre lithologique simple.

Pour l'essentiel, le massif de la Margeride est constitué par un vaste "laccolite subhorizontal" de granite porphyroïde (J.P.Couturié, 1977). Ce complexe granitique est intrusif dans de vieilles formations cristallophylliennes : schistes cristallins de la série du Lot au Sud, série métamorphique du haut Allier au Nord. Ces dernières n'apparaissent que dans l'extrême Nord de notre domaine d'étude où elles forment la partie septentrionale du massif, du Mont Mouchet à la Forêt de Margeride : il s'agit surtout de gneiss à deux micas et de gneiss leptynitique.

1- le granite porphyroïde de Margeride.

La dominante parmi les granitoïdes est un granite calco-alcalin qui occupe 95% de la surface (fig.14). Sa structure porphyroïde est remarquable avec des mégacristaux de feldspath potassique pouvant dépasser 10 cm de longueur, ce qui explique sa dénomination de "granite à dents de cheval". Latéralement, des changements de faciès peuvent exister entre un type "clair" à l'Ouest et un type "sombre" à l'Est. La composition minéralogique moyenne volumétrique, exprimée en pourcentage, est, selon J.P.Couturié (1977) :

	Faciès clair	Faciès moyen	Faciès sombre
quartz	35,1	32	28,2
plagioclase	28,2	29,2	31,3
biotite	5,1	12,3	18
cordiérite	1,8	0,3	0
muscovite	0,9	0,1	0

La composition chimique exprimée en pourcentages pondéraux d'oxydes pour les éléments majeurs est la suivante :

	Faciès clair	Faciès moyen	Faciès sombre
SiO ₂	71,33	68,3	65,04
Al ₂ O ₃	14,77	15,35	15,99
Fe ₂ O ₃	1,24	1,40	1,77
FeO	0,87	1,66	2,42
MgO	1,40	2,31	3,14
CaO	1,23	1,86	2,35
Na ₂ O	3,06	2,89	2,84
K ₂ O	4,41	4,44	4,54

Sur le plan pétrographique, on peut faire quelques remarques:

- les quartz sont xénomorphes et peu fissurés.
- les mégacristsaux de feldspath potassique correspondent à de l'orthose perthitique. L'existence de minéraux fragiles (biotite, plagioclase) autour de ces grands cristaux peut favoriser leur déchaussement.

Un datation récente (méthode Rb-Sr) a fourni un âge de l'ordre de 323 ± 12 MA (Namurien) (J.P.Couturié, 1979).



Fig. 14 : Présentation géologique de la Margeride.

1. terrains métamorphiques. - 2. granite porphyroïde de Margeride. - 3. leucogranite. - 4. couverture sédimentaire secondaire. - 5. rempissage détritique des bassins tertiaires. - 6. épanchement basaltique. - 7. nappe de galets fini-tertiaire. - 8. faille principale (la présence de tirets indique le sens du regard). - 9. filon de quartz principal à intérêt morphologique.

a = Chabannes-Planes. - b = La Rouvière. - c = Truc de la Fage. - d = Truc du Ronc. - e = Gardille. - f = Combes Souvevroune. - g = Truc del Rouve. - h = Truc du Vivier. - i = Truc du Pécher. - j = Rocher Blanc.

2- les autres granitoïdes de Margeride.

A la suite de B.Coque-Delhuille (1978), il faut mentionner un granite à grain moyen et à biotite, non signalé jusqu'alors sur les cartes géologiques. De teinte beige, il est "remarquable par sa grande richesse en biotite très pléochroïque (18%). Les plagioclases y forment une dense trame feldspathique, tandis que les feldspaths alcalins n'y sont jamais en mégacristaux". Très altérable, ce granite "occupe la base de l'échelle régionale de résistance relative des roches granitoïdes."

Des leucogranites témoignent d'un épisode tardif de venues magmatiques et recourent le granite porphyroïde. Les affleurements correspondent à des sortes de grands "filons" pouvant former parfois des masses de dimensions kilométriques. En dehors du grand gisement situé au Sud de Grandrieu, la répartition est irrégulière : ils apparaissent à l'Est en petits massifs près de Grèzes ou de Chagnelleilles; à l'Ouest, ils sont plus fréquents surtout le long d'une ligne qui va du Malzieu à la région d'Aumont-Aubrac.

Ces granites clairs ont une texture de type grenu, avec des grains de taille variable, le plus souvent fins mais pouvant être parfois de type pegmatitique. La richesse en quartz et en muscovite apparaît sur le tableau suivant dont les chiffres sont extraits de J.P.Couturié (1977) reprenant les travaux de J.Lameyre (1966) :

Composition modale moyenne des leucogranites de Margeride :

Quartz	38,1%
Plagioclases	24,8%
Feldspath potassique	27,2%
Biotite	1,9%
Muscovite	7,0%
Tourmalite	0,2%
Cordiérinite	0,1%

La composition chimique, toujours selon les mêmes auteurs, donne des moyennes de l'ordre de :

SiO_2	73 - 74 %
Al_2O_3	14 - 15 %
Fe_2O_3	0,5- 0,7%
FeO	0,2- 0,7%
MgO	0,8- 1 %
CaO	0,7- 0,8%
Na_2O	3,1- 3,3%
K_2O	4,3- 4,5%

On comprend que ces leucogranites se placent au sommet de l'échelle locale de résistance.

On peut encore signaler la présence d'enclaves de type vaugnérinite, souvent de taille plurimétrique. Minéralogiquement, elles sont pauvres en quartz (moy. 17,6%), riches en biotite (25,8%) et surtout en amphibole (11,1%). Chimiquement, la teneur en SiO_2 est de l'ordre de 57,4%, 7% pour le fer, 5,9% pour MgO et 4,5% pour CaO .

Localisées surtout à l'Est du massif, elles semblent associées au faciès granitique porphyroïde sombre. J.P.Couturié note un alignement qui, de Saint-Amans, rejoint Grandrieu en passant par La Ville-dieu.

La simplicité pétrographique de la Margeride est donc grande. De nombreux filons recoupent l'ensemble : quartz, microgranite, porphyrites,... mais, seuls les premiers ont un rôle morphologique important donnant quelques remarquables crêtes filoniennes.

C- Une longue évolution géomorphologique.

La mise en place des grandes unités du relief et leur évolution est aujourd'hui bien connue, en particulier grâce aux travaux de P.Bout (1962), R.Coinçon (1972) et B.Coque-Delhuille (1978).

Quelques rares formations superficielles et surtout les dépôts piégés dans les bassins tectoniques de bordure permettent de retracer les grandes étapes.

1- les grands aplanissements.

La surface postthercynienne préliasique n'est identifiable que dans l'extrême Sud du massif, là où subsiste la couverture d'arkose liasique (région du lac de Charpal). La carte géomorphologique de Saint-Chély d'Apcher montre quelques éléments topographiques plans qui peuvent être considérés comme dérivant de cette surface : région de Saint-Sauveur de Peyre et Plateau du Roi. Ailleurs, elle disparaît, remplacée par une grande surface d'aplanissement d'âge tertiaire, doucement inclinée en direction du Nord. Cette dernière se lit encore bien dans le paysage des plateaux sous forme de lambeaux plans conservés à 100 - 120 m au-dessus du fond des vallées actuelles : Chabannes-Planes, Le Vestit, Mazeirac, ...; la meilleure conservation est obtenue sur les leucogranites mais, dans la Montagne, la dégradation est telle qu'il est difficile d'en reconnaître des témoins sûrs.

B.Coque-Delhuille (1978) a montré que cette surface des plateaux est une surface polygénique. Selon elle, il y a d'abord eu réalisation d'un aplanissement éogène (anté-oligocène). De vieilles formations superficielles en sont les témoins :

- d'anciennes altérites d'origine météorique, conservées sur les interfluvés les plus plans, riches en argiles (de 9,5 à 13,3% dont 60 à 80% de kaolinite), sont attribuées au début de l'Eocène. Elles sont l'indice d'une phase de biostasie dans des conditions de climat tropical chaud et humide.

- des microconglomérats quartzeux à ciment siliceux, très indurés, occupent des positions identiques et recouvrent parfois les formations précédentes. Leur aspect brèchique témoigne en faveur d'un transport local, la consolidation par silicification suggère une mise en place sous un climat chaud à saison sèche marquée que l'on peut rattacher au début du Tertiaire (Eocène) par analogie avec d'autres dalles siliceuses étudiées en France.

2- une période de tectonique active.

Avec l'Oligocène, surviennent des déformations de caractère cassant. En reprenant l'étude du remplissage des bassins, B. Coque-Delhuille (1978) a précisé les différents épisodes de tectonique active.

- A la base, les grès rouges du bassin du Rouget, fortement indurés, contiennent essentiellement des quartz sub-anguleux et des feldspaths potassiques emballés dans un ciment argileux et ferrugineux exclusivement formé de kaolinite. Leur dépôt est synchrone des premiers mouvements tectoniques et pourrait être daté de l'Eocène Terminal (Sannoisien). Ce premier épisode se termine par le dépôt d'argiles rubéfiées, surtout visibles dans le bassin du Malzieu. Uniquement formé de kaolinite, elles contiennent des éléments sableux formés de quartz anguleux.

- Des argiles vertes (Montmorillonite), connues surtout dans le bassin de Saint-Alban, sont surmontées par des calcaires lacustres fossilifères; ces derniers ont pu être rapportés au Sannoisien supérieur (R.Rey, 1971). De tels dépôts requièrent une période de calme tectonique dans une ambiance chaude, à saisons contrastées.

- Enfin, des argiles sableuses bariolées, de couleur jaune-rouge à taches ocres ou grises, très épaisses, témoignent de la reprise des mouvements tectoniques. Leurs sables sont essentiellement formés de quartz (60%) et de feldspaths potassiques; la fraction argileuse est dominée par la kaolinite (40 à 55%). Elles ont été datées du Stampien inférieur par analogie avec des formations du bassin de Massiac.

Au fur et à mesure du remplissage des bassins, les escarpements de faille bordiers sont fossilisés sous les dépôts. Le décalage topographique entre Montagne et plateaux est le fait de la tectonique : il s'agit de la même surface éocène décalée en altitude par des accidents cassants. Ces accidents oligocènes sont responsables du quadrillage tectonique de la Margeride : tantôt ils reprennent la vieille trame hercynienne (direction NO/SE et NE/SO), tantôt ils en sont indépendants (direction méridienne). Leur importance est considérable pour l'individualisation des grands ensembles morphostructuraux :

- les grandes failles bordières d'orientation N.NO/S.SE ou méridiennes délimitent le horst de Margeride et les paliers tectoniques que sont les plateaux. Le contact entre les divers éléments se fait par de beaux escarpements de faille dont le commandement peut dépasser 100 m à l'Ouest (région du Mazel ou de Vabres). Dans le cas des petits bassins tectoniques, on a affaire à des escarpements de ligne de faille révélés après déblaiement des matériaux sédimentaires.

- la fracturation secondaire est généralement oblique par rapport aux directions générales (NE/SO). Elle conditionne la direction des principales rivières dans la Montagne : Truyère, Mézère, Guitard.

- la fracturation à l'échelle de détail est d'une très grande intensité, présentant un quadrillage régulier d'échelle hectométrique. Elle a été exploitée par une fine érosion différentielle (fig. 15).

Toujours selon B.Coque-Delhuille (1978), les mouvements se sont continués comme l'atteste la présence de nappes de galets localisés à la surface des plateaux occidentaux selon un axe S.SE/N.NO. Ces formations détritiques sont essentiellement quartzeuses (73 à 91% de la fraction grossière), mais elles contiennent aussi des chailles et des calcaires silicifiés venant des Causses. L'étude sédimentologique montre que la mise en place s'est faite le long de larges couloirs, avec un écoulement spasmodique à compétence variable mais élevée, sans doute dans des conditions climatiques de type chaud à nuancesèche. Ces vastes épandages, disposés du Sud vers le Nord, prouvent qu'il existait à l'époque une solution de continuité entre les Causses et la Margeride. Le dispositif actuel des grandes masses du relief a donc été mis en place postérieurement.

Plusieurs générations de nappes de galets peuvent être reconnues :

- les plus anciennes, visibles au Bois du Ganigal près du Malzieu, seraient du Stampien moyen ou supérieur.

- les plus importantes (Chabannes-Planes, La Rouvière), correspondraient au Miocène.

- la plus récente est antérieure au petit épanchement basaltique de Nozières daté de l'extrême fin du Pliocène ($3,8 \pm 0,3$ MA). Elle contient des galets cristallins conservés (leucogranites) et une matrice sableuse quartzo-feldspathique. Elle ne possède pas de

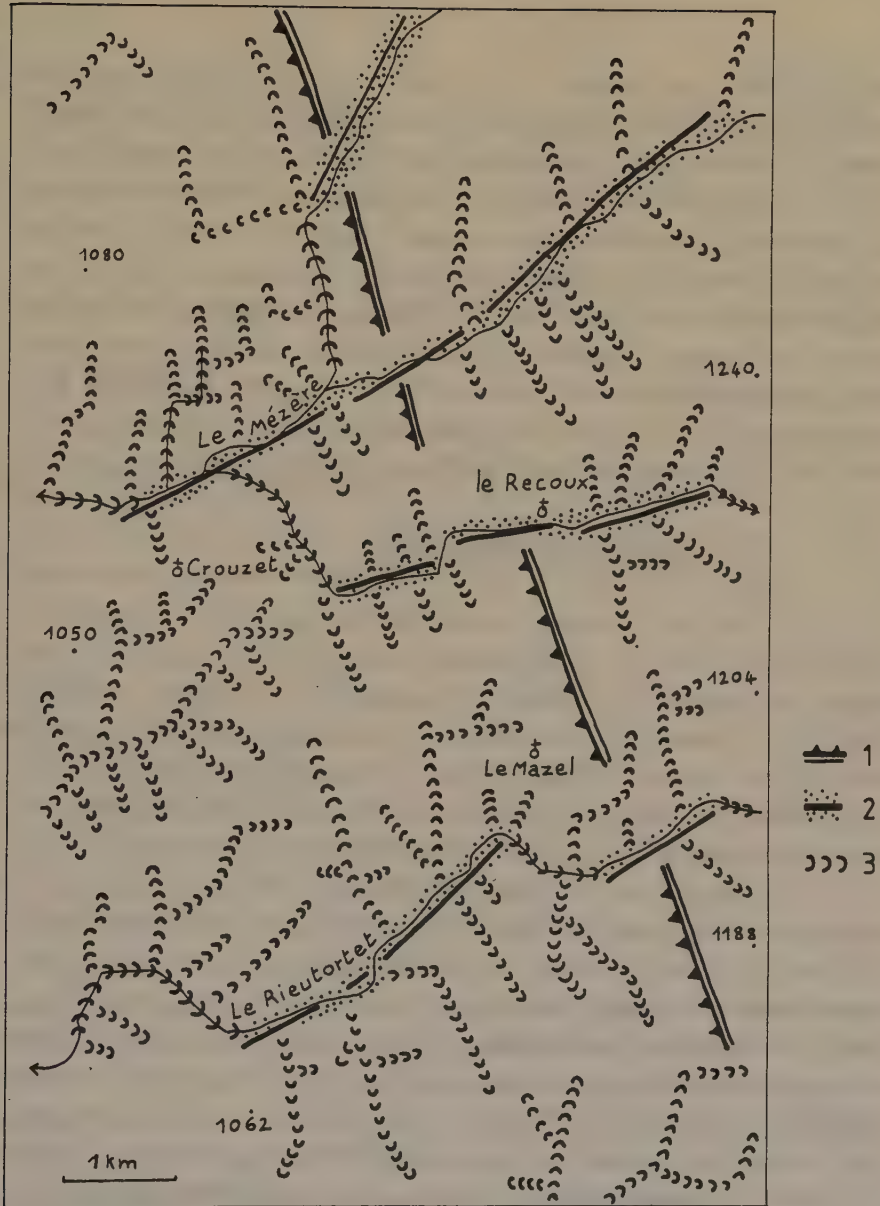


Fig. 15 : Le quadrillage tectonique de détail en Margeride et son expression morphologique : exemple de la région du Mazel.

1. escarpement de ligne de faille lié à un accident majeur. - 2. section de vallée localisée sur un accident d'échelle moyenne. - 3. vallon de premier ordre ou section de vallée lié à l'exploitation du quadrillage tectonique de détail (les alignements de vallons permettent de retracer la trame).

matériaux venus des Causses ce qui prouve qu'il n'y a plus, dès cette époque, de relations possibles avec cette région et que, par conséquent, le soulèvement d'ensemble de la Margeride vient d'avoir lieu.

Ces différentes nappes sont la preuve des retouches successives apportées à la surface des plateaux jusqu'à l'extrême fin du Tertiaire dans un calme tectonique relatif. A ce moment-là, la surface d'aplanissement principale recoupe à la fois les granites et le sommet du remplissage oligocène des bassins; elle est localement scellée sous la chape de basalte de Nozières. Elle va servir de surface de démarrage pour la création des modelés actuels dont l'élaboration s'est faite au cours du Villafranchien et du Quaternaire.

3- l'élaboration du modelé actuel.

Elle se réalise à partir de l'enfoncement du réseau hydrographique installé sur la surface des plateaux. Ce réseau est surimposé par rapport à la surface polygénique, ce qui permet de comprendre son inadaptation vis-à-vis de la lithologie et des fossés (cf tracé de la Truyère au NO du Malzieu). Il exploite les faiblesses structurales, en particulier le canevas tectonique, ce qui explique son tracé géométrique présentant de nombreux coudes brusques.

La dégradation des vieilles surfaces a été guidée par les différences locales de résistance des matériaux, conditionnée à la fois par la nature des roches et leur fracturation. Cette érosion différentielle se lit avec netteté sur la fig.16 A présentant une coupe à travers les plateaux occidentaux : les granites leucocrates y forment les points hauts. Elle s'exprime aussi particulièrement lors du dégagement des alvéoles quelle que soit leur taille : l'alvéole de Veyres (fig.16B) est dégagé dans le granite porphyroïde tandis que les cloisons sont conservées dans les leucogranites. A Paulhac (fig.16 C), le creusement est lié à la fracturation intense des granites, les cloisons sont conservées dans les gneiss leptynitiques du Mont Mouchet ou les gneiss à deux micas du Mont Grand et du Puech (R.Coinçon, 1972). A Sainte-Eulalie (fig.16D), l'évidement est facilité par un entrecroisement de fractures et la cloison orientale s'exprime avec netteté dans les leucogranites. De même, la haute vallée de la Truyère, for-

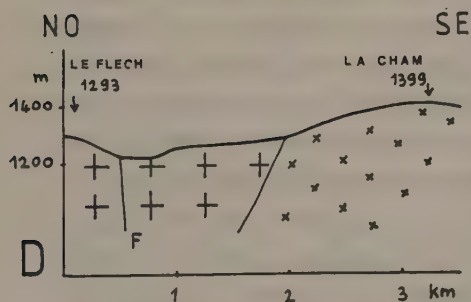
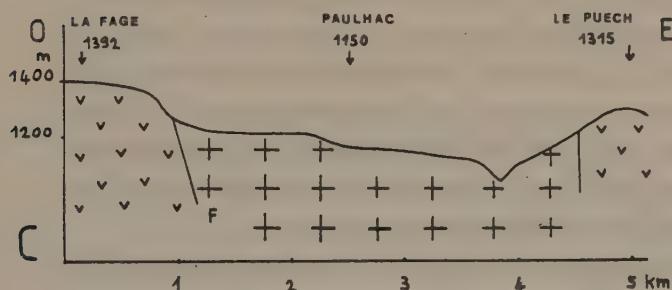
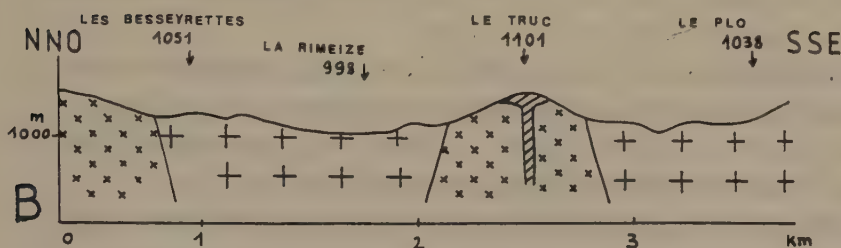
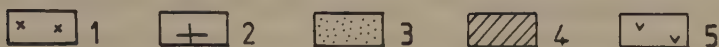
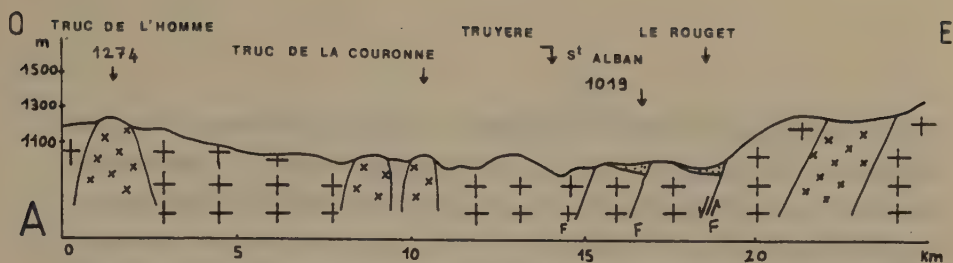


Fig. 16 : Aspects de l'érosion différentielle en Margeride

A- Coupe à travers les plateaux occidentaux de la Margeride et contact avec la Montagne, d'après B.Coque-Delhuille, 1978.

B- Coupe de l'alvéole de Veyres, d'après B.Coque-Delhuille, 1978.

C- Coupe de l'alvéole de Paulhac.

D- Coupe de l'alvéole de Sainte-Eulalie.

1. leucogranite. - 2. granite porphyroïde. - 3. sédiments tertiaires. - 4. basalte. - 5. gneiss à deux micas.

mée d'alvéoles coalescents et largement ouverts, doit sans doute son aération à l'exploitation d'une ligne de faille et à la présence de roches plus riches qu'alentour en minéraux ferro-magnésiens (enclaves de type vauugnérîte, déjà signalées).

Parfois, dans la Montagne, les alvéoles sont de petite taille, simples têtes de vallon un peu élargies; leur alignement selon un quadrillage bien géométrique s'explique par le fait qu'ils exploitent une multitude de lignes de fractures. Un bon exemple existe entre les sources de la Seuge et celles de la Virlange.

Le dégagement des bassins s'est fait selon les mêmes règles, les argiles sableuses bariolées ayant été facilement évacuées face aux granites ou aux basaltes. Dans ce dernier cas, on peut avoir la création d'une véritable mesa comme à Julianges.

Partout, le contact leucogranite - granite porphyroïde se lit avec netteté, le premier formant des reliefs en saillie dominant le second. Prenons les exemples des sommets du Truc de la Fage et du Truc du Ronc près du Malzieu, de la Gardille et des Combes Souveroune à l'Est de Chanaleilles et les reliefs résiduels des Trucs del Rouve, du Vivier ou du Pécher au Nord d'Aumont-Aubrac. De la même façon, les filons de quartz donnent de belles crêtes filonien-nes dont les mieux exprimées sont celles du Rocher Blanc au Nord de Saint-Chély et de La Panouse à l'Est du massif.

À l'échelle du versant, les modelés de déchaussement avec chicots rocheux et tors résultent des mêmes processus : à l'intérieur d'un granite, les secteurs peu diaclasés ont évolué en coeurs rocheux sains progressivement dégagés des masses arénisées qui les entouraient.

Le défoncement de la surface tertiaire s'est, en fait, déroulé en deux temps si l'on en juge par la présence d'un niveau général de replats d'érosion témoins d'un temps d'arrêt dans le creusement vertical. On retrouve ce niveau dans tous les alvéoles et le long des principales vallées, situé à peu près au tiers inférieur des versants. Malheureusement, aucun dépôt corrélatif n'a pu être conservé sur ces replats et leur datation est impossible. Toutefois, grâce à la coulée volcanique de Nozières, B. Coque-Delhuille a pu proposer une chronologie pour l'évidement de l'alvéole voisin de Veyres, chronologie vraisemblablement valable pour les autres alvéoles de la région. Nous

avons vu comment les basaltes de Nozières reposent sur des galets appartenant à la nappe des plateaux, ces galets sont recouverts par des sables fins micacés qui n'ont pu qu'être fossilisés très vite après leur dépôt. Au moment de la mise en place de la coulée (fin Pliocène : $3,8 \pm 0,3$ MA), l'alvéole n'existait pas. Son creusement débute donc à la charnière Pliocène - Villafranchien, les replats pourraient dans ce cas être villafranchiens et le défonçage du fond des alvéoles pléistocène.

Une telle évolution est responsable du contraste topographique déjà signalé entre les paysages morphologiques de la Montagne et ceux des plateaux :

- dans la Montagne, le défonçage de la surface portée en altitude a été favorisé. Les restes d'éléments plans sont extrêmement rares et l'on a, au contraire, un formidable "modelé troué" avec des "creux" de toute taille selon la position par rapport aux chenaux d'évacuation qu'étaient les vallées. Fonction de l'importance du creusement, les versants des cloisons sont longs et convexes et le déchaussement y a été poussé : les tors y sont les plus imposants et les plus nombreux surtout dans le Sud, là où le soulèvement le plus fort a conduit à l'attaque la plus violente.

- sur les plateaux, la surface tertiaire est aussi fortement attaquée mais, en raison de sa position altitudinale, le creusement est moins poussé. On a donc une multitude de formes d'échelle hectométrique : les alvéoles sont plus petits, les versants plus courts, le déchaussement moins poussé et les tors véritables peu nombreux. Beaucoup de petits espaces plans subsistent en sommet d'interfluve, à des altitudes diverses.

- sur tous les abrupts bordiers entre la Montagne et les différents gradins, les versants possèdent de longs secteurs rectilignes. C'est une catégorie qui est beaucoup plus souvent représentée qu'en Limousin.

La grande homogénéité pétrographique de ce massif explique la grande uniformité dans l'évolution des versants. Les nuances que nous avons cependant pu définir entre les différents types s'expliquent par d'autres paramètres, non lithologiques, qu'il faudra mettre en valeur.

CHAPITRE III - LE MONT LOZERE ET LES MASSIFS ADJACENTS DU BOUGES ET DU GOULET.

Tout comme le Limousin ou la Margeride, le Mont Lozère est entièrement taillé en roche cristalline. Le choix de cet exemple régional se justifie en raison de ses altitudes élevées et de sa situation géographique méridionale susceptible d'introduire des paramètres nouveaux.

A- Un cadre orographique bien compartimenté.

Barrant les Cévennes schisteuses au Nord, le Mont Lozère s'étire d'Ouest en Est en une lourde échine d'une trentaine de kilomètres de long et d'une quinzaine de large. Certes, l'altitude du sommet reste modeste, 1699 m au Finiels, mais l'importance des hautes terres au-dessus de 1400 m, plus de 27 km de long sur 6 à 7 km de large, renforce l'effet de l'altitude ; de part et d'autre de l'édifice central, les lignes de hauteurs du Goulet et du Bougès ajoutent encore à la massivité de l'ensemble.

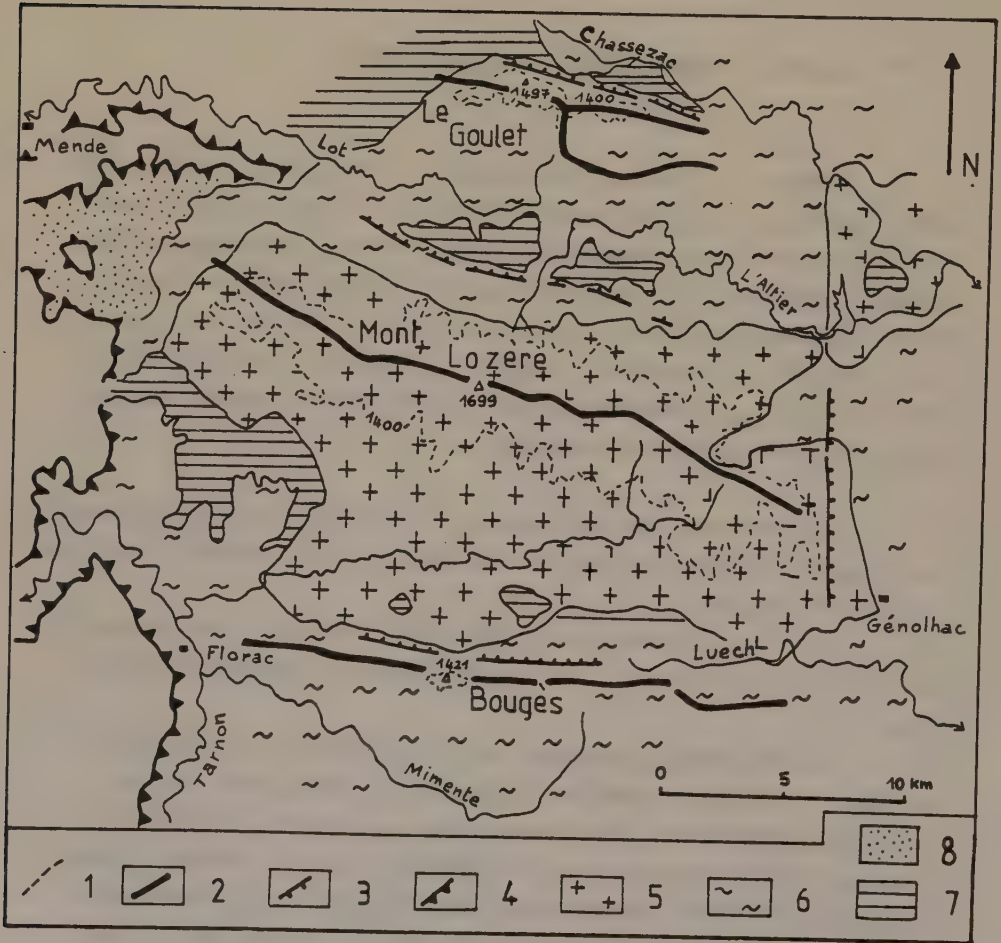
Le Mont Lozère apparaît comme l'archétype de ces compartiments de socle récemment cassés et soulevés qui forment la bordure sud-orientale du Massif Central.

Les formes majeures du relief y sont simples et orientées selon des axes Ouest-Est en grands compartiments inégalement soulevés (fig. 17).

Le Mont Lozère proprement dit est formé par une longue ligne de faite aux formes lourdes et douces qui restent à des altitudes subégales supérieures à 1500 m sur toute sa longueur. De part et d'autre, de hautes surfaces se fragmentent en étroits paliers étagés, séparés par de petits abrupts assez bien marqués. Cet agencement se remarque particulièrement autour du Signal des Laubies (1657 m) où

Fig. 17 : Organisation générale du relief dans la région du Mont Lozère.

1. courbe de niveau. - 2. principaux axes du relief.
3. grands abrupts. - 4. rebord des Grands Causses. -
5. granites du Mont Lozère. - 6. schistes des Cévennes.
7. Petits Causses "blottis" et placages triasiques. -
8. dépression périphérique du Valdonnez.



l'on note les replats de Plan Fédio (1588 m) et de Crussinas (1516 m) ; vers le Sud, Plan Fédio domine, par un versant raide, au niveau du Roc de Chastel, le plan 1372 - 1359 situé à l'Ouest de la Brousse. Au Nord, l'échine du Mont Lozère se termine brutalement par un abrupt de 150 à 200 m de commandement, bien visible, d'Orcières au Col Bourbon près de Cubières.

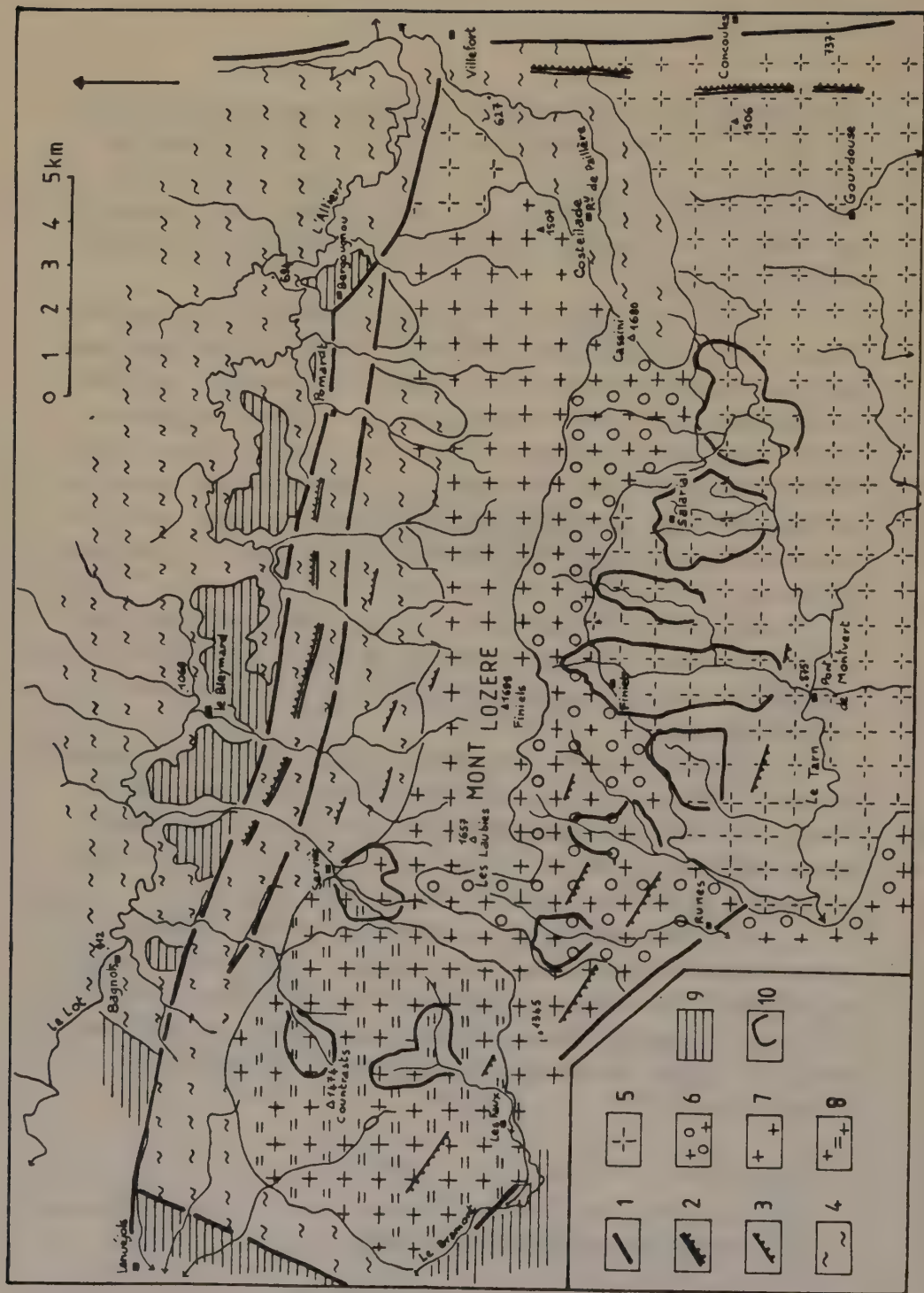
De part et d'autre de cette ossature s'étendent de larges dépressions dont les altitudes, inférieures à 1000 m, peuvent être coupées par des cols dépassant 1200 m ; dans ces dépressions, les rivières principales ont creusé d'étroits sillons : au Nord, les vallées du Lot et de l'Altier s'adossent de part et d'autre du Col des Tribes dans le couloir du Bleymard large de 4 km ; au Sud, celles du Tarn et du Luech leur sont symétriques mais l'ordonnance est moins belle, les deux axes étant décalés d'au moins 5 km et, seul le "couloir" du Pont de Montvert, à l'Ouest, est large et net.

La dépression drainée par le Tarn est bordée brutalement au Sud par la longue échine de la Montagne du Bougès, crête étroite et continue, ne descendant en-dessous de 1000 m qu'à ses extrémités et culminant à 1421 m.

Au Nord du Lot, le petit massif du Goulet qui culmine à près de 1500 m (1497 m) forme une sorte de réplique miniature du Mont Lozère ; il présente une dissymétrie nette entre un flanc nord raide, marqué par un abrupt de plus de 200 m et un flanc sud en pente douce et longue à la manière d'un grand plan incliné.

A l'Ouest, le Mont Lozère se termine tantôt de plain-pied, en passant aux plateaux des Causses du Massequin et des Bondons, tantôt en dominant la dépression périphérique de Lanuéjols-Saint-Etienne-du-Valdonnez. A l'Est, de Villefort à Genolhac, la limite du massif est brutale et rigide, marquée par un grand abrupt atteignant parfois 900 m de dénivellation.

B- Dés composantes géologiques simples.



Sur les cartes géologiques, le Mont Lozère apparaît au milieu des schistes des Cévennes comme une grosse amande de granite avec de vastes lambeaux de sédiments secondaires conservés en périphérie (fig. 18).

1- Les roches granitoïdes.

Les études de J.C.Van Moort (1966) ont montré que les granites du Mont Lozère intrusifs dans les schistes des Cévennes, se divisent en trois unités :

- le granite leucocrate équant à biotite du Bougès, à faciès grenu.
- le granite leucocrate dit de Finiels ou des Signaux à structure planaire bien apparente, à biotite et muscovite. Il possède localement de la cordiérite comme dans l'extrême Nord-Ouest du massif où il est connu sous le nom d'adamellite des Laubies, très riche en enclaves décamétriques ou métriques d'une roche de type vagnérinite.
- le granite porphyroïde du Pont-de-Montvert, intrusif dans les deux autres. De faciès très homogène dans tout le massif, il se reconnaît par l'abondance des mégacristsaux de feldspath potassique qui peuvent atteindre 10 à 12 cm de longueur (en moyenne : 4 à 5 cm) et qui forment 15 à 17 % de la masse de ses constituants.

La composition chimique des granites du Bougès et de Finiels est voisine pour les éléments majeurs (Tableau II) ; ils se différencient seulement par les teneurs en éléments-traces comme le fluor, le chlore ou le lithium. Nous verrons que cela implique un comportement commun vis-à-vis des processus érosifs.

Fig. 18 : LE MONT LOZERE : croquis morphostructural.

1. principales failles observées. - 2. grands escarpements de ligne de faille. - 3. abrupts bien marqués dont l'origine est hypothétique. - 4. schistes des Cévennes. - 5. granite porphyroïde du Pont de Montvert. - 6. granite à biotite du Bougès. - 7. granite dit de Finiels ou des Signaux. - 8. adamellite des Laubies. - 9. terrains sédimentaires disposés en "petits Causses". - 10. limite d'alvéole bien marqué.

Les données lithologiques sont reprises de J.C.Van Moort (1966).

Au contraire, le granite du Pont-de-Montvert est moins riche en SiO_2 (68,5 % seulement contre 71 ou 73 % pour les deux autres types) tout en possédant davantage de fer total, de MgO et de CaO . Ainsi se dessine une opposition entre le granite porphyroïde et les autres granitoïdes du Mont Lozère. Cette opposition est renforcée par l'étude du diaclasage et de la fracturation.

	SiO_2	fer total	MgO	CaO
granite du Bougès (1)	73,40	1,70	0,72	0,94
granite du Bougès (2)	71,30	2,20	0,90	1,30
granite de { sans cordiérite (3)	73,16	1,34	0,67	0,67
Finiels { avec cordiérite (4)	72,80	1,20	0,60	0,60
granite porphyroïde du Pont-de-Montvert (5)	68,5	2,87	1,80	2,20
vaugnérinite des Laubies (6)	58,30	5,53	7,30	4,00

Tableau II : Composition chimique des granites du Mont Lozère.

1-3-4 : in G.Sabourdy et J.C.Berthelay, 1977.

2-5-6 : in A.Autran et J.M.Peterlongo, tabl. 011-1, 1979.

Le granite porphyroïde présente une distribution des diaclases très irrégulière avec de larges secteurs atteignant parfois 20 à 30 m dans lesquels l'écartement est métrique ou plus, et des secteurs plus nombreux où les diaclases sont très serrées (écartement décimétrique) ; de loin en loin, dans les endroits à diaclases larges, s'intercalent de petits panneaux étroits très fractionnés. Le diaclasage du granite du Bougès s'observe avec difficultés, la roche en place étant voilée par une épaisse couche arénisée ; toutefois, chaque observation d'affleurement nous montre un écartement entre les joints, décimétrique et parfois centimétrique. Les caractères du granite de Finiels sont très proches de ceux du granite du Bougès, la seule différence étant la présence, au sein de la masse très frac-

tionnée, de secteurs étroits, de 5 à 10 m de large où la roche est massive (écartement métrique des diaclases) ; ces secteurs correspondent à un faciès à grains plus grossiers et se localisent surtout dans le Nord-Ouest du Mont Lozère ; quant aux enclaves de vaugnérinite incluses dans ce faciès, elles peuvent avoir une taille métrique ou décamétrique.

D'une manière générale, les granites du Mont Lozère, mis à part de grands pans dans le granite porphyroïde, se caractérisent par une très importante fracturation de détail, ce qui n'a pas pu manquer de favoriser leur altération. Ainsi s'expliquent peut-être les puissants stocks d'altérites qui couvrent aujourd'hui les versants en dépit d'une évacuation qui ne peut être qu'active si l'on songe à la vigueur des pentes et au contexte climatique "méditerranéen".

2- Les roches schisteuses.

Les schistes des Cévennes, appartenant à une série dont l'âge va du sommet de l'Infracambrien à la base du Dévonien (G. Roger, 1969), possèdent des faciès variés que l'on peut ramener à deux dans la région étudiée. Le plus souvent, il s'agit de schistes très fissiles, à l'aspect luisant, riches en séricite et chlorite, et contenant des amygdales de quartz d'exsudation. C'est le cas sur le flanc sud du Goulet, du Bleymard à Mallecombe (Cubières) et vers Chareylasse au Nord du Mont Lozère.

A côté de ce premier type, existent des schistes beaucoup plus quartzeux, se présentant en bancs compacts, avec des diaclases très écartées, souvent métriques. Les plus beaux exemples sont entre le Mazel et Mallavieille et vers Serviès sur le flanc nord du Mont Lozère. Ce deuxième type de schistes est beaucoup moins altérable que le premier et il présente souvent, au droit des grandes vallées, des formes en chicots rocheux élevés.

3- Les bordures sédimentaires.

Des petits caussès "blottis" contre les masses cristallines complètent la présentation géologique de cette région. On les trouve au

Nord vers Cubières, le Bleyard, Orcières et à l'Ouest, de Lanuéjols aux Bondons. Pour l'essentiel, ils sont formés de terrains allant du Trias au Jurassique.

Au Nord-Ouest, la dépression périphérique du Valdognes sépare le massif lozérien des grands Causses, ici le Sauveterre, entre Lot et Tarn.

C- Une évolution morphologique dominée par des mouvements verticaux.

A partir de l'Oligocène, des mouvements tectoniques verticaux ont découpé la région du Mont Lozère en grands volumes correspondant aux unités de relief actuelles. Le réseau hydrographique majeur se fixe alors selon ces grands volumes avec la forme géométrique que nous lui connaissons aujourd'hui : Altier et Lot au Nord coulant parallèlement au Tarn au Sud.

L'aspect légèrement dissymétrique des voussoirs ainsi délimités conduit à admettre, lors du soulèvement de chaque bloc, un relèvement au Nord et un basculement vers le Sud.

En l'absence de dépôts corrélatifs, la reconstitution des étapes de la mise en place du relief est difficile. La topographie post-hercynienne, fossilisée sous le Trias ou le Lias, ne joue jamais de rôle dans le paysage sauf en de rares secteurs proches des lambeaux de couverture, ainsi au sommet du Goulet où l'on retrouve des placages de Trias.

Les petits éléments topographiques plans que nous avons signalés de part et d'autre de l'échine sommitale du Mont Lozère (Le Tourril, Crussinac au Nord et Plan Fédio, Le Rial au Sud) posent le problème de leur origine : faut-il voir là les témoins de plusieurs surfaces d'aplanissement, plus récentes que la surface sommitale, ou bien, au contraire les éléments d'une seule surface découpée en gradins par une tectonique cassante récente ? Les altitudes variées et les limites régulières de ces éléments plans font pencher pour la

deuxième hypothèse.

En dehors de la lourde échine sommitale, la morphologie d'échelle moyenne est caractéristique d'un paysage d'alvéoles se continuant par de larges couloirs matérialisés par des replats suspendus de part et d'autre des axes hydrographiques. Ces alvéoles se disposent en un véritable chapelet sur le flanc sud du massif, depuis la plaine du Tarn jusqu'à la région des Laubies (fig. 18). Partout un seul niveau de replats reste visible tant dans les petits alvéoles que dans les grandes vallées.

En l'absence de tout dépôt, ces évidements sont difficiles à dater et ne peuvent l'être que par référence à la Margeride voisine (B.Coque, 1978) ; on peut, dans ce cas, les rattacher au Villafrançien qui doit être conçu comme un épisode où l'érosion par sapement latéral l'emporte sur l'incision et l'érosion linéaire dans un moment de stabilité tectonique, avec forte évacuation des matériaux antérieurement arénisés. Les replats et fonds d'alvéoles étant aujourd'hui nettement perchés au-dessus des vallées en gorges, il faut imaginer après leur formation un important épisode de creusement vertical, sans doute facilité par la reprise des mouvements tectoniques et par le refroidissement climatique de la fin du Tertiaire.

Les mouvements verticaux tardifs donnent à l'ensemble du massif ses altitudes actuelles sans remettre en cause les grandes unités orographiques définies antérieurement ; toutefois, ils provoquent sans doute des basculements vers le Nord/Nord-Ouest. Ainsi, on peut comprendre les "aberrations" du tracé du réseau hydrographique dans la région de Bellecoste-Laubaret (coudes brusques vers l'Ouest, après un écoulement Sud-Nord), le développement plus poussé des alvéoles du versant sud et les très grandes dénivellations de la région de Vialas.

Le creusement vertical tardif, fortement guidé par la structure (présence de fractures secondaires méridiennes) a conduit à la création de nombreux petits bassins-versants bien individualisés, souvent fortement encaissés, adossés de part et d'autre de l'axe faitier du Mont Lozère. C'est dans ce cadre que s'est déroulée toute la morphogenèse récente. Il est donc important de préciser l'allure générale de ces bassins-versants et de décrire les grands types de versants qui les

composent.

D- Des modelés de détail à la fois simples et variés.

Si les éléments d'ensemble du relief présentent, comme nous l'avons vu, de grandes directions Ouest-Est, les modelés de détail s'organisent eux, en fonction de directions méridiennes. Ainsi se crée un véritable quadrillage morphologique dont les mailles sont à l'échelle des interfluves secondaires qui délimitent de petits bassins-versants élémentaires. Tous les interfluves secondaires sont disposés orthogonalement par rapport à l'axe principal ; nous verrons plus loin l'importance que revêt cette disposition topographique pour la compréhension des morphodynamiques héritées et actuelles.

De part et d'autre du Mont Lozère, ces versants présentent presque toujours trois aspects :

- à l'amont, la dominante est donnée par des versants doux, convexo-concaves et relativement longs ; ils forment en se rejoignant de larges amphithéâtres aux formes molles et au dessin en van.

- au centre, ce sont encore les longs versants convexo-concaves qui sont les plus importants, mais ils sont coupés par des secteurs à replats assez bien marqués ; cette partie centrale se développe souvent en forme d'alvéole, au sens classique de ce terme géomorphologique.

- loin de l'échine sommitale, ce sont au contraire les versants rectilignes, à pente forte qui l'emportent ; seule demeure une très courte convexité.

Dans le couloir du Pont-de-Montvert s'opposent des éléments de versant presque plans comme ceux des "chams" du Pont et de Lhermet, et des éléments rectilignes, à pente forte comme ceux qui forment la vallée du Tarn. On retrouve la même opposition au Nord, le long du couloir du Bleymard, mais les secteurs plans y sont plus réduits et les petits causses eux-mêmes se présentent comme de lourdes croupes convexes aux formes très douces.

Dans le massif du Goulet, les formes des versants sont simples. C'est le domaine des longs versants convexo-concaves qui donnent aussi de lourdes croupes convexes et des têtes de vallons élargies en petits amphithéâtres. Au Nord, les versants les plus courts possèdent un secteur rectiligne bien marqué, à pente forte ; vers le Sud au contraire, les systèmes de versants s'organisent en "glacis" à pente faible dominant de longs vallons en berceau.

Comme dans les deux régions précédemment étudiées, les versants du Mont Lozère sont simples et la disposition convexo-concave domine nettement. Toutefois, les versants sont ici beaucoup plus longs et les dénivellations relatives entre le sommet de l'interfluve et le fond du talweg plus marquées.

CHAPITRE IV - LE HAUT PLATEAU ARDECHOIS ou TANARGUE.

Entre les sources de l'Allier, de la Loire, de l'Ardèche et du Chassezac s'étend un vaste domaine qu'il est difficile de classer régionalement. Pour les habitants, il ne s'agit déjà plus des Cévennes et pas encore du Vivarais qui débute avec les Coirons. On parle parfois de Cévenne vivaraise, mais ce terme, surtout usité dans les ouvrages de Géographie est peu ressenti par les habitants. Il ne concerne d'ailleurs que le pays coupé qui s'étend depuis les plateaux calcaires de la basse Ardèche jusqu'aux hautes surfaces du versant atlantique.

Topographiquement morcelée et diverse dans ses aspects, la région se compose de plusieurs petits "pays" juxtaposés : Mourre de la Gardille, Forêt de Bauzon, Forêt de Mazan, Tanargue, hautes vallées de l'Allier ou de l'Ardèche, ... et il est très difficile de trouver un terme regroupant l'ensemble communément employé et compris de tous. Le mot Tanargue (s.s.) correspond à la seule échine étroite, allongée d'Est en Ouest entre les vallées du Lignon et de la Baume et ne peut servir pour désigner l'ensemble : tout au plus les interfluves qui accompagnent la crête principale au Nord et au Sud et les petits plateaux qui leur sont associés à l'Ouest peuvent-ils prétendre être regroupés sous ce vocable. Pour la commodité de l'exposé, nous emploierons fréquemment le terme Tanargue dans ce sens élargi.

En fait, de plus en plus, cet ensemble de hautes terres se voit désigné sous l'appellation de haut plateau ardèchois. Certes, ce terme trouve son origine dans une géographie départementale discutable et implique des limites qui ne correspondent pas exactement à celles de notre étude, mais il a le mérite d'être compris de tous et de désigner ces hautes terres à cheval entre les bassins de la Loire et du Rhône, aussi, nous l'emploierons souvent.



Fig. 19 : LE TANARGUE : croquis de localisation et relief.

1. topographie de plateaux. - 2. vallée en berceau. - 3. vallée en gorge. - 4. vallée à fond plat, large. - 5. crête étroite ou bordure de plateau dominant une vallée large et profonde. - 6. vallée en forme de cañon.

A- L'importance des contrastes topographiques.

Difficiles à classer régionalement, ces hautes terres sont aussi difficiles à caractériser sur le plan des éléments du relief. Bien sûr, dans un premier temps, il est facile d'opposer le long versant atlantique aux pentes généralement douces et le versant méditerranéen aux dénivellations brutales. Mais à l'intérieur de ces deux domaines, malaisée est la présentation raisonnée des ensembles topographiques.

Les points les plus hauts sont tous au contact entre les deux domaines : 1548 m au plateau des Valadous, 1504 m au Serre de Montgros, 1458 m au sommet du Méjan (Tanargue s.s.), 1471 m au Suc de Bauzon (fig. 19). A l'écart, à l'Ouest de l'Allier, le Mourre de la Gardille atteint 1503 m ; sa situation géographique et ses caractères morphologiques auraient permis de classer ce dernier aussi bien avec la Margeride ou le Mont Lozère qu'avec les plateaux de la haute Ardèche. C'est le type même de petit domaine de transition. Notre souci de le rattacher au présent chapitre s'explique par la volonté de simplifier la présentation des problèmes morphologiques du haut-Allier.

Les points les plus bas se disposent d'une façon fort contrastée : au Nord-Ouest, à Langogne, à 18 km du sommet des Valadous, l'Allier coule à 900 m tandis qu'à l'Est, à l'amont de Mayres, à 3 km à peine du même sommet, l'Ardèche se trouve à moins de 650 m. Le contraste est donc formidable entre un haut plateau aux horizons fuyants et des vallées profondément encaissées, séparées par des crêtes étroites.

Topographiquement, sur ces hauts plateaux, on peut relever quatre dispositifs simples :

- de petits éléments de plateaux aux sommets presque plans, aux versants longs et doux. Les pentes moyennes y sont entre 5 et 10 %, parfois moins. Dans le langage populaire, ils sont désignés sous le nom de "cham".
- des portions de vallée au tracé d'ensemble relativement rectiligne, aux versants assez doux avec un profil en travers en forme de berceau assez ouvert. L'encaissement de ces vallées est peu marqué :

une centaine de mètres pour une largeur supérieure au kilomètre. Un tel dispositif correspond aux secteurs les plus amont.

- des sections de vallées où alternent de courts passages aux versants resserrés et des passages élargis à fond plat, aux versants évasés.

- enfin, de véritables dépressions assez largement ouvertes mais sans fond plat comme celle de Saint-Etienne de Lugdarès. Cette dernière possède des traits qui rappellent celles de Langogne et de Nausac avec lesquelles elle forme un alignement, mais elle est loin d'avoir les mêmes formes géométriques.

La répartition régulière du relief entre ces différents éléments est surtout nette dans la région nord-orientale autour de la Loire et de ses affluents (de la Forêt de Mazan à Sainte-Eulalie et Sagnes-et-Goudoulet). Vers le Sud-Est, les éléments de plateaux deviennent plus petits, plus isolés et comme surélevés par rapport aux plateaux voisins : c'est le cas pour Cham Longe et les Valadous. Parfois, ils se réduisent à une longue croupe étroite dont les éléments plans dépassent à peine la centaine de mètres comme du Mourre de Manibles (1247 m) au sommet de Pézouillouse (1345 m), en passant par Trépaloup (1400 m).

A l'extrême Sud-Est, le Mourre de la Gardille (1503 m) est une courte échine orientée d'Ouest en Est, aux formes sommitales lourdes et douces et qui domine de 200 m les plateaux voisins eux-mêmes entaillés par les affluents supérieurs de l'Allier et du Langouyrou ; leurs vallées sont, le plus souvent, tout à l'amont, réaménagées en petits amphithéâtres aux flancs redressés surtout sur la bordure orientale, en particulier pour les ruisseaux de Chaniaux et du Fraisse. A l'Ouest, le Mourre de la Gardille rejoint la Margeride par un haut seuil qui sépare les plateaux du Chapeauroux du petit causse de Montbel.

Le versant rhodanien est complètement différent. Trois types de topographies se partagent le paysage :

- des crêtes étroites, généralement orientées Ouest-Est, présentant le plus souvent une courbe convexité sommitale, parfois un sommet rocheux (Rocher d'Abraham) ou de petits éléments plans à allure de "cham" (Tanargue s.s., Cham du Cros). Les habitants de la région

les désignent sous le terme de "serres". Un bon exemple est donné par "le serre" de la Croix de Bauzon.

- des vallées larges et profondes aux versants raides, au fond étroit à très courts secteurs plats. On peut mesurer 800 m de dénivellation entre le Mont Aigu et La Souche (vallée du Lignon) pour une largeur en haut de versant de 3,5 km ; près de 1000 m entre le sommet du Serre de la Croix de Bauzon et Mayres dans la vallée de l'Ardèche pour une largeur de 4,5 km. Les pentes y sont fréquemment entre 30 et 40 %. Les versants sont toujours découpés en ravins secondaires appelés ici "valats".

- des vallées étroites et profondes, en traits de scie, à allure de "cañons". Les versants possèdent de nombreux secteurs en corniches et chicots rocheux. Ce type de topographie est bien représenté par les vallées de la Borne et du Chassezac.

On voit donc combien est grand le contraste entre le secteur rhodanien à la topographie de serres, "pays coupé" par excellence, et le secteur atlantique où dominent les plateaux. L'intérêt géomorphologique d'une telle notation est encore accru quand on sait qu'aucune transition n'est aménagée entre les deux ensembles. Le passage de l'un à l'autre, très brutal, se fait en quelques mètres, tout au long de cette grande rupture de pente qui sépare les deux domaines morphologiques. Il est particulièrement net entre le plateau de Sagnes-et-Goudoulet et la vallée de la Bourges mais aussi entre les plateaux de Mazan-Valadous et la vallée de l'Ardèche. Parfois, le contact est plus compliqué et les deux types de topographies se retrouvent imbriqués dans l'espace régional. Au Nord, à l'Est de Lachamp-Raphaël, le petit plateau du Bois de Cuze introduit une topographie de type atlantique au milieu d'un paysage de "serres". Au Sud, la vallée de la Borne et de son affluent, la Lichechaude, fait pénétrer vers l'Ouest un paysage profondément "coupé", isolant un groupe de petits plateaux perchés au-dessus du versant rhodanien : plateau de Prataubérat, Chap del Bosc et Montselgues. Dans ces conditions, la ligne de séparation des eaux ne correspond pas partout avec la limite des grands contrastes topographiques. Il est nécessaire de se souvenir de cette remarque pour une bonne compréhension de la réparti-



Fig. 20 : LE TANARGUE : esquisse géologique.

1. micaschistes et schistes. - 2. migmatites. - 3. terrains carbonifères. - 4. sédiments tertiaires. 5. terrains secondaires (Lias). - 6. volcanisme. 7. principaux accidents tectoniques.

tion des formations superficielles.

B- Un socle primaire ayant subi de puissantes dislocations verticales.

1- Les aspects lithologiques.

Dans toute la région, ce sont des terrains métamorphiques qui l'emportent largement. Au Nord d'une ligne La Bastide - Saint-Laurent-les-Bains - Loubaresse, les migmatites dominent : migmatites à sillimanite et migmatites à cordiérite ; parfois, on note la présence de granite d'anatexie comme dans le cas du long affleurement, en position anticlinale, qui forme l'essentiel de la crête du Tanargue ou celui du haut plateau de la Loire supérieure de Saint-Cirgues, à l'Ouest, à Burzet et Montpezat à l'Est. La série est complétée par de modestes bandes de granite à deux micas, sans doute tardimagmatique, lié aux anatexites (fig. 20).

Au Sud, les schistes, avec des intercalations de quartzites prennent l'avantage : schistes à séricite, micaschistes à deux micas. Les migmatites y sont encore importantes, entrelardées de granite à deux micas, en particulier à l'Ouest de la Bastide. La grande dislocation régordane, méridienne, passant par Prévençères et la Bastide modifie la disposition originelle des terrains : le coulissage oriental vers le Nord, décalé de plus de 8 km, a provoqué la déformation de certains affleurements, en particulier des granites à deux micas.

Au Sud-Est, le batholite de granite porphyroïde du massif de la Borne se présente comme une sorte de décrochement vers le Nord de la terminaison orientale du Mont Lozère auquel il faut le rattacher.

Parmi les terrains primaires, rappelons l'existence du Carbonifère de Jaujac, allongé d'Ouest en Est, au fond d'un graben étroit.

2- Le rôle des mouvements verticaux.

Après la puissante tectogénèse hercynienne, une intense érosion arase les différents terrains, élaborant une surface d'aplanissement dont demeurent des restes fossilisés sous une couverture triasique (plateaux de Montselgues, Saint-Jean-Chazorne, La Garde) ou hettangienne (bordure septentrionale du massif du Goulet). Cette surface post-hercynienne, pré-jurassique ou pré-triasique suivant les secteurs, est aujourd'hui fortement fragmentée et dénivelée : elle subsiste à 1400 m à l'Ouest du Mourre de la Gardille, à 1100 m à l'Estampe au Nord du Goulet, à 900 m sur le Cham de Saint-Jean-Chazorne et à moins de 200 m près de Largentière.

Une telle dislocation de la surface ancienne est le résultat d'une tectonique tertiaire cassante. Les premiers mouvements datent sans doute de l'Eocène ; il s'agit de grands accidents Ouest-Est avec mouvements de compression, les compartiments méridionaux chevauchant vers le Nord-Est. Des accidents oligocènes, au tracé subméridien, ont certainement suivi. Mais la grande phase de mouvements verticaux est vraisemblablement pontienne (J.Rouire et J. C.Rousset, 1980, p. 32), elle met en place les grandes unités orographiques que nous connaissons aujourd'hui et elle donne à l'ensemble les altitudes actuelles. Depuis, les mouvements se sont poursuivis et des déformations provoquées par la néotectonique ont été mises en évidence sur les terrasses quaternaires de la vallée de l'Ardèche. Y.Veyret (1978, p. 588-594) a pu montrer, dans la région de Jaujac, le rejeu d'un bloc qui dénivelle de quelques dizaines de mètres d'anciennes alluvions du Lignon.

Sans doute en liaison avec ces mouvements tardifs, un volcanisme récent a vu le jour. Les matériaux sont surtout basaltiques : cônes et scories aux caractères encore bien conservés, longues coulées de basalte au fond des vallées. Autour de Langogne, il s'agit de la terminaison méridionale du Devès. En haute Ardèche proprement dite, le volcanisme est beaucoup plus récent, les dernières éruptions ayant eu lieu vers $11\,700 \pm 270$ BP (E.Berger, R.Brousse et R.C.Maury, 1975), et l'on relève deux alignements de cônes : le premier part du Suc de Bauzon - Suc du Pal, se continue à la Gravenne de Montpezat

et se termine à la coupe de Jaujac ; le second, plus modeste, va du Suc de Cheylard-Ray Pic au sommet de la Sapède (E.Berger, 1975).

On comprend aisément qu'une telle tectonique cassante se révèle tyrannique dans la mise en place des unités orographiques et cela quelle que soit l'échelle envisagée. A l'échelle régionale, les mouvements verticaux sont responsables de la forme de fronton prise par la bordure du haut plateau ardéchois et des différents paliers qui forment cette bordure du Massif Central : plateau de la basse-Ardèche, plateau de Largentière, pays coupé des hautes vallées de l'Ardèche et de ses affluents, haut plateau. Tout ce secteur du Massif Central correspond à une sorte d'immense bloc soulevé au Sud-Est et basculé vers le Nord-Ouest ; le tracé des grands axes hydrographiques, avec la dissymétrie entre les domaines ligérien et rhodanien en est la conséquence directe. A l'échelle moyenne, ce sont les mêmes mouvements qui sont responsables de la marquetterie de petits blocs plus ou moins basculés dont l'origine tectonique n'est formellement attestée que lorsqu'ils sont couronnés par des placages de sédiments secondaires. Dans le détail, l'adaptation des principales lignes du relief aux données structurales est frappante mais sans que l'on puisse toujours établir des relations avec les mouvements les plus récents. En fait, c'est tout le stock des données de la tectonique qui est utilisé, des sutures hercyniennes aux cassures les plus récentes, ces dernières ayant le plus souvent réactivé de vieux tracés. On pourrait multiplier les exemples montrant l'ajustement parfait du réseau hydrographique au canevas tectonique. Il suffit de rappeler :

- les vallées de l'Ardèche, du Lignon, de la Baume et de la Drobie, parallèles entre elles, orientées Ouest-Est, reprenant à la fois les vieilles directions hercyniennes avec chevauchements vers le Nord et les bordures des grands horsts fini-tertiaires. Elles font figure à la fois de vallées de ligne de faille et de petits bassins d'angle de faille. Celle du Lignon correspond à un véritable bassin tectonique, lointain héritier d'un bassin carbonifère dont les dépôts ont subsisté jusqu'à nos jours ; le ruisseau de Masméjean prolonge vers l'Ouest, par une belle vallée de ligne de faille, cette direction.

- la vallée de la Borne, du Pont de Nicoulaud à Sainte-Marguerite-Lafigère et celle de l'Allier, de La Bastide - Puylaurent à Langogne sont, elles, calquées sur la grande dislocation régordane, au tracé méridien.

- les alignements des édifices volcaniques les plus récents, disposés Nord-Ouest / Sud-Est, sont en parfaite concordance avec la cassure bordière du bassin d'angle de faille de Naussac-Langogne.

- le dispositif hydrographique de la Loire supérieure et de ses affluents, parfaitement géométrique, intègre deux directions perpendiculaires : NO/SE et NE/SO.

On le voit, l'essentiel du relief s'explique avant tout en fonction du canevas tectonique. Les détails des modelés s'expliquent par une érosion somme toute assez réduite. Sur le haut plateau, la surface d'aplanissement d'âge tertiaire -- sans doute très proche de la topographie post-hercynienne si l'on tient compte des témoins de couverture conservés du Sud de la Margeride au plateau de la Borne -- a été dégradée, mais pas au point que l'on ne puisse en retrouver des éléments d'un interfluve à l'autre. Les grandes vallées du versant rhodanien font songer immédiatement à la "vigueur de l'érosion méditerranéenne". Cependant, un tel jugement doit être soumis à critique et il faudrait être capable, pour expliquer ces grands volumes en creux, de faire la part entre ce qui est dû à la tectonique et ce qui correspond à un enlèvement de matériaux. Dans la vallée du Lignon par exemple, la tectonique est responsable de l'ampleur du creux, et les entailles matérialisent la vigueur de l'érosion. Dans le cas des vallées très étroites, aux versants raides comme la Borne ou le Chassazac, la morphologie en cañons implique un retard de l'évolution des versants par rapport à l'incision, retard provoqué par la rapidité du soulèvement tectonique : la vallée ressemble à un trait de scie tracé au milieu de plateaux à peine dégradés.

Dans le massif du Tanargue, les grands types de versants sont identiques à ceux décrits dans les autres massifs cristallins, mais ici, versants convexo-concaves et grands versants rectilignes se partagent l'espace d'une façon égale. On passe du domaine des uns à celui des autres, en quelques mètres, sans aucune transition.

CHAPITRE V - LE VELAY ORIENTAL.

En Velay, notre étude porte sur la terminaison orientale du plateau vellave, c'est-à-dire la région de hauts plateaux qui s'étend du massif du Meygal au Nord à celui de Montfol au Sud et qui domine les pentes fortes du versant rhodanien. Il s'agit d'un haut plateau entièrement au-dessus de 1000 m qui s'élève jusqu'à 1753 m au Mont Mézenc. La limite avec le "pays coupé" qui descend vers la vallée du Rhône est particulièrement brutale tant par les formes que par les systèmes de pente.

Par rapport aux exemples précédents, le choix de cette région se justifie par l'existence de reliefs volcaniques localisés qui, superposés au socle cristallin, introduisent une variété de versants hétérogènes à rupture de pente brutale, que nous n'avons pas rencontrés jusqu'alors.

A- Les grandes formes du relief.

Le plateau du Velay oriental montre des formes de relief simples (fig. 21). L'élément dominant est un vaste plateau aux formes douces, aux horizons fuyants. Il s'incline lentement de 1200 m à l'Est, à moins de 1000 m vers l'Ouest et au Nord ; seul le Sud-Est comporte des altitudes moyennes atteignant 1400 m. Ces formes simples sont interrompues par de petits bassins comme celui de Saint-Julien-Chapteuil et par des vallées étroites et profondes qui se dirigent vers l'Ouest (Loire et ses affluents) et vers le Nord (Lignon). Ces vallées dont seule la partie la plus amont est largement ouverte s'encaissent rapidement après quelques kilomètres de cours. Cela est particulièrement vrai pour la Veyradeyre encaissée dès l'amont, ou la Gazeille, quelques centaines de mètres après les Etables ; seul le Lignon qui prend d'abord une direction nord-est, coule, sur une longue distance dans une vallée large aux versants doux. Toutes ces vallées ont des pentes fortes, souvent couronnées au sommet par des secteurs encore plus raides ou de véritables corniches.



En dehors des vallées, la monotonie des plateaux est coupée par de nombreuses formes en saillie brutale, d'échelle hectométrique ou kilométrique, plus ou moins convexes dans l'ensemble et isolées les unes des autres. On peut distinguer deux ensembles :

- au Nord, de Saint-Julien-Chapteuil à Yssingeaux, s'étend le massif du Meygal-Lizieux. En dehors des deux éléments qui donnent leur nom à l'ensemble, on peut relever plusieurs dizaines de petits pointements aux formes arrondies, disposés en alignements nord-sud (du Mont Jaurence au Mont Plaux à l'Ouest, du Rand au Mont Chanis au centre, d'Ollières au Meygal plus à l'Est). Le Meygal et le Lizieux sont beaucoup plus étendus que tous les autres et présentent un vaste piédestal, sorte d'élément de plateau dominant la topographie générale ; sur ce piédestal émergent de petits pointements qui dominent l'ensemble. Presque toujours, le coeur des pointements prend une allure en "pyramide" avec des pentes de plus en plus fortes vers le haut, et la roche à nu apparaît alors. Ces "collines" aux flancs redressés portent le terme vernaculaire de "Suc".

- au Sud, l'ensemble Mont Mézenc - Suc de Montfol - Gerbier de Jonc est tout à fait comparable au précédent. Les formes y sont semblables, tantôt isolées comme pour le Gerbier de Jonc, le Rocher Tourte ou la Roche du Bachat, tantôt posées sur une sorte d'estrade dans le cas du Montfol et du Mézenc -Alambre. Les alignements méridiens, tout en étant moins nets qu'au Nord, sont encore bien visibles.

Entre ces deux ensembles , s'intercale le petit plateau des Roches, entre Saint-Front et Fay-sur-Lignon.

La terminaison orientale du plateau est brutale (fig. 22).

Fig. 21 : VELAY ORIENTAL : carte de localisation et éléments du relief.

1. limite brutale entre le versant ligérien et le versant rhodanien. - 2. vallée aux versants doux, en berceau ouvert. - 3. vallée aux versants resserrés, en gorge. - 4. lourdes formes convexes ou pointements dominant les plateaux. - 5. limite des bassins. - 6. altitude moyenne du plateau. Celui-ci a été laissé en blanc pour ne pas alourdir le dessin.

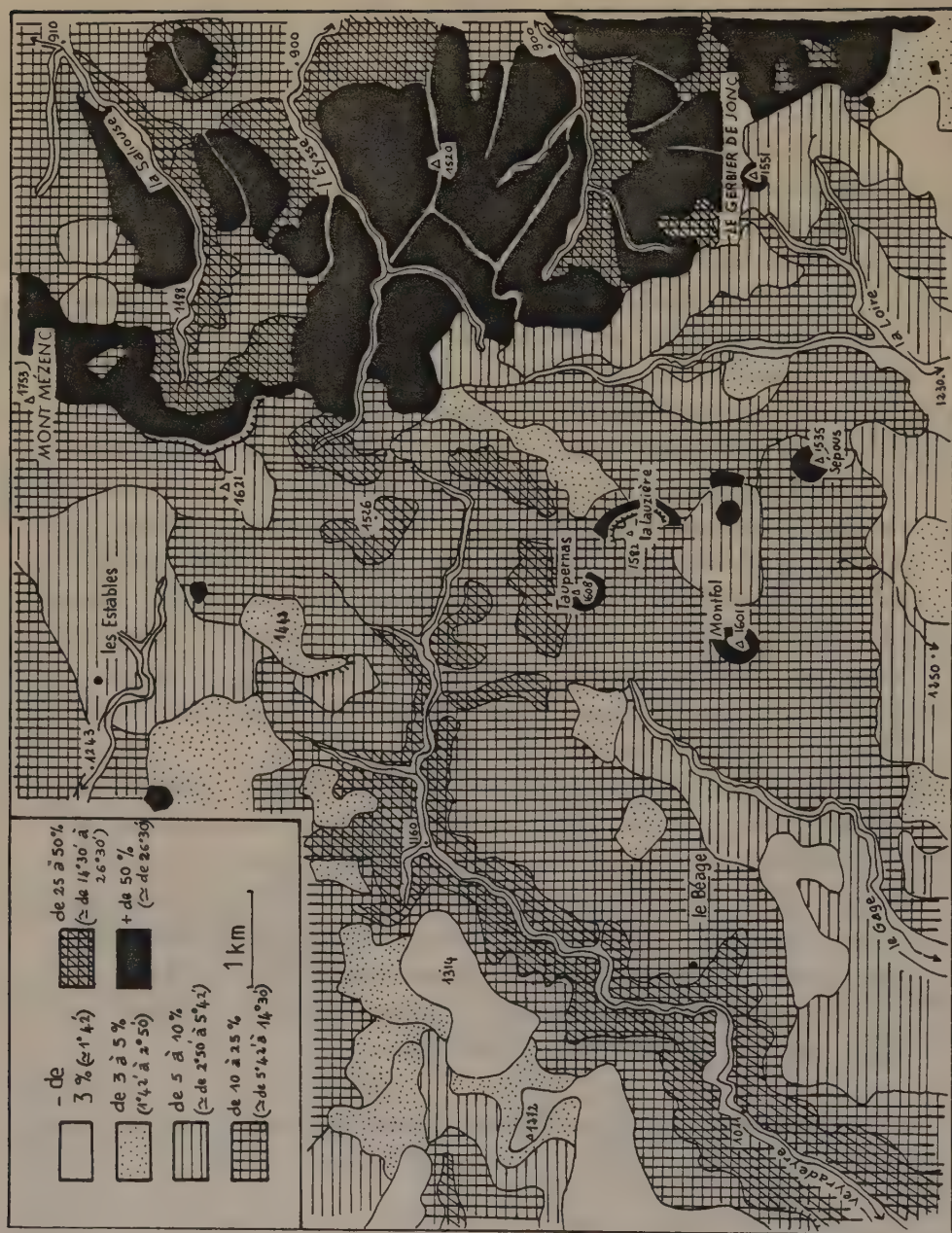


Fig. 22 : Carte des pentes dans la région Mont Mézenc - Montfol.

Le versant rhodanien présente là un vaste rentrant, en forme d'arc de cercle creusé vers le Massif Central, rentrant qui correspond aux bassins de réception de la Saliouse, de l'Eysse et de ses affluents. Les pentes sont fortes : sur le versant rive gauche de la Saliouse, à l'Herm près de Saint-Clément, la pente moyenne est de l'ordre de 30 % ; l'Eysse coule à moins de 800 m à seulement 4,5 km du sommet du versant rhodanien. Des pourcentages semblables existent dans les hautes vallées de l'Eysse ou de l'Escoutay.

La partie amont de plusieurs des vallées est souvent réaménagée en grands amphithéâtres ouverts vers l'Est et comme "suspendus" au-dessus du reste de la vallée. Le plus bel exemple est sans doute celui qui s'étend au pied de la Croix des Boutières et dont les dimensions atteignent le kilomètre. En fait, toute la crête est ourlée par ce type de dépression comme au Nord du Mézenc avec les amphithéâtres de Médille et de Chanal ou, plus au Sud, aux têtes des ravins qui forment les vallées de Pradal et de l'Escoutay.

L'ordonnance des vallées qui descendent vers le Rhône et des interfluves étroits qui les séparent est troublée par la présence de grands pointements aux flancs redressés, tantôt à l'allure de grands cônes comme pour le Suc de Touron, la Roche de Borée ou le Rocher de Pialoux, et tantôt en courtes lignes de crêtes en forme de sommet de pyramide comme pour le Rocher des Pradoux ou le Suc de Sara. Ces pointements se présentent, eux aussi, sous forme d'alignements.

B- Un socle hercynien fracturé et soulevé au Tertiaire affecté par un important épisode volcanique.

Dans cette partie du Massif Central, le socle est constitué par un vaste massif de granite d'anatexie (fig. 23). Il s'agit d'un granite à biotite hétérogène, clair ou sombre, en général à grains moyens, mais parfois fins ou grossiers. Des faciès à cordiérite et à cordiérite et grenat existent localement ; de nombreuses enclaves accentuent l'hétérogénéité : loupes surmicacées, migmatites, ... La



mise en place de ces granites est tardive, elle s'effectue lors de la phase finale de l'épisode hercynien, postérieurement à la venue des granites porphyroïdes de Margeride.

L'évolution morphogénique du socle vellave est conforme à ce qui se passe ailleurs dans le Massif Central : élaboration d'une pénéplaine dès la période prétriasique, aplanissements éogènes. Le Tertiaire y est marqué, comme dans les autres régions de la bordure sud-orientale, par d'importants mouvements tectoniques. Ces mouvements, en créant des dépressions, ont piégé d'abondants matériaux sédimentaires :

- les arkoses du bassin de Brives-Charensac - Blavozy au début de l'Eocène.
- les argiles bariolées sableuses et les marnes vertes ou roses avec intercalations de gypse de la fin de l'Eocène ; elles témoignent, par leur ampleur, de l'importance des mouvements de subsidence.
- le calcaire de Ronzon qui forme le terme le plus élevé de la série et que l'on date de l'Oligocène Inférieur (Sannoisien).

Au Miocène, des alluvions argilo-sableuses contenant des galets de quartz, de granite et des chailles, ont été étalées. Elles ne forment aujourd'hui que des dépôts très discontinus, seuls ceux qui ont été piégés sous des coulées volcaniques peuvent être observés en place (l'Herm, près du Monastier, sous la coulée basaltique du Mont).

L'instabilité chronique de la région se poursuit au Villafranchien. P.Bout (1960) a montré, pour cette période, l'importance des mouvements et leurs conséquences pour la répartition des unités du relief, en particulier dans le bassin du Puy et la vallée de l'Allier. Deux remplissages villafranchiens ont pu être mis en évidence :

- le plus ancien renferme des matériaux fins, sables roux, argiles

Fig. 23 : Carte géologique du Velay oriental, d'après J.Mergoil (1971).

1. maar. - 2. coulées basaltiques. - 3. principales bouches éruptives basaltiques - 4. phonolite. - 5. sédiments tertiaires. - 6. granite du Velay. - 7. principales failles.

et quelques galets. Les restes fossilifères de *Mastodon borsoni*, *Mastodon arvernensis*, *Tapirus arvernensis* et *Rhinoceros cf megarhinus* en ont été retirés, ce qui place les dépôts à la base du Villafranchien.

- le plus récent contient des argiles, des sables grossiers et des bancs de conglomérats. L'identification du *Mastodon arvernensis*, *Elephas meridionalis* et *Equus stenorhis* place ces remblaiements au coeur du Villafranchien.

Postérieurement à leur mise en place, souvent lacustre, ces dépôts ont été basculés.

Depuis le Miocène Supérieur, des épisodes volcaniques de grande ampleur viennent compliquer l'évolution de la région tout en lui conférant un cachet original. Nous ne présenterons ici que les grands traits du volcanisme affectant le Velay oriental. Trois secteurs principaux doivent être dégagés en fonction de la tectonique qui affecte le sol :

- le graben de l'Emblavès au Nord.
- une sorte de "horst volcano-tectonique" qui forme le centre.
- le graben des Boutières au Sud.

Le graben de l'Emblavès au Nord contient des dépôts oligocènes abondants. Le volcanisme y est ponctuel et simple. Les épanchements basaltiques y sont peu étendus, les trachy-andésites donnent des dômes d'extrusion (Mont Chanis et Suc de Monac) et les phonolites abondantes tous les points hauts : coulée épaisse du Mont Plaux ou du Rand, dômes-coulées du Meygal ou du Lizieux.

Les hauts plateaux entre Boutières et Meygal-Lizieux ont fonctionné comme un horst où le granite affleure à des altitudes élevées. Ils sont recouverts de coulées de basaltes nombreuses (13 sont visibles, superposées, à Saint-Clément) qui ont comblé les dépressions, ce qui tend à accentuer l'aspect plan du plateau.

Le graben des Boutières ne contient pas de sédiments tertiaires et son histoire volcanique est beaucoup plus complexe. J.Mergoill (1971) a montré l'existence d'un strato-volcan dont les premiers épanchements commencent avec des basaltes et des projections basaltiques stromboliennes, puis se continuent par des pyroclastites litées de

type tuffo-laves pipernoïdes appelées "tufs jaunes" des Boutières et visibles sur 30 ou 40 m, en haut du "cirque", près du col qui conduit aux Estables et enfin se terminent par des effusions de laves trachy-andésitiques. Le pendage des lits des pyroclastites permet de reconstituer l'édifice primitif et d'envisager l'existence d'une caldera laquelle expliquerait en grande partie l'amphithéâtre des Boutières. La mise en place s'est donc faite essentiellement d'une façon explosive, explosions de plus en plus violentes jusqu'à un accès de type "maar" ; enfin, l'activité se termine par un épanchement fissural à magma de type mugéarites et benmoréites.

En dehors du strato-volcan des Boutières, les venues de phonolites sont le faciès pétrographique dominant : elles se présentent tantôt comme des protrusions (Rocher de Borée, Gerbier de Jonc), tantôt comme des intrusions à structure annulaire (Rocher des Pradoux ou Suc de Sara) où la roche a un faciès hypovolcanique (tinguaïte) ; parfois, ce sont des dômes lourds recoupés de dykes comme au Mont Mézenc et au Mont d'Alambre.

Un alignement de maars, résultat d'un épisode tardif violent complique encore cette structure (Saint-Front, Chaudeyrolles, Saint-Martial).

Le volcanisme du Velay oriental se place chronologiquement entre le Mio-Pliocène et le tout début du Quaternaire. Les épandages basaltiques les plus anciens dans le graben des Boutières ont de 10 à 11 millions d'années tandis que les termes trachytiques les plus récents du même volcan ont 7 à 8 millions d'années. La construction du strato-volcan est donc miocène ; de même les trachytes de l'Emblavès. Les montées phonolitiques sont, elles, pliocènes (de 7,5 à 6 millions d'années) au moins pour le début de leur mise en place ; mais les manifestations de cet épisode ont pu se prolonger jusqu'aux temps quaternaires (*sensu lato*) (J.Mergoil, 1979).

C- Des versants originaux.

Les étapes du dégagement des modelés ne peuvent se lire que dans le cas de la vallée de la Loire (en dehors de notre région d'étude). Dans la région de Retournac, M.A.Coin et Al. (1981) ont montré l'existence de cinq niveaux :

- vers + 120 m, le plus haut est jalonné par un ensemble de replats ; il ne contient aucun reste de galets ;
- vers + 30 m, un second niveau n'est suggéré que par la topographie ;
- vers + 20 m, un troisième correspond à une terrasse alluviale indiscutable ;
- vers + 12 m, se trouve un quatrième niveau ;
- enfin, à + 8 - +10, le dernier peut être submergé encore au moment des crues.

En fait, sur le terrain, il est difficile de séparer les deux derniers niveaux, et comme le niveau + 30 est un peu hypothétique, seuls demeurent trois étapes incontestables :

- peu creusé dans la surface d'aplanissement tertiaire, un large couloir qui matérialise la première étape d'enfoncement de la Loire.

- une terrasse vers + 20 m.
- un niveau entre + 8 et + 12 m.

Somme toute, nous retrouvons ici les épisodes reconnus par ailleurs dans le Massif Central.

Dans la région orientale qui est notre domaine d'étude, le modelé est moins différencié que ne pourrait le laisser croire la grande variété pétrographique. Sur le haut qui s'étend entre Meygal-Lizieux et Mézenc, la chape de basalte, en recouvrant les granites, uniformise le relief et accentue la monotonie et la lourdeur des formes. La roche cristalline n'apparaît qu'en périphérie, sur les versants des grandes vallées (Lignon à l'aval de Fay et le long de la Gagne, de la Gazeille ou de la Veyradeyre et de leurs affluents à l'Ouest). Dans ce cas, les versants présentent un profil heurté souvent dominé par une corniche sommitale, laquelle a imposé une évolution originale à l'ensemble du versant : un bon exemple est donné

par l'interfluve qui sépare la vallée de la Laussonne de celle de la Gazeille, entre Freycenet-la-Tour et le Monastier où les bordures des coulées basaltiques ont été taillées en puissantes corniches ; de véritables mesas sont ainsi dégagées : l'Herm près du Monastier, les Badioux près de Laussonne (fig. 24, A).

Beaucoup plus originales sont les formes créées par les phonolites dont la présence introduit des éléments redressés, à pentes fortes au milieu des espaces plans du haut plateau. En raison du type de mise en place, les phonolites donnent des pointements isolés (Pidgier, Mont Plaux, Mont Chanis), dégagés des sédiments tendres encaissants, à la manière des necks (Suc de Monac) (fig. 24, B).

Les affleurements plus vastes, de type dôme-coulée, présentent des formes lourdes surmontant un piédestal plus large comme au Meygal, au Lizieux, au massif des Roches (fig. 24, C) ou au Mézenc-Alambre. Dans tous les cas, les versants sont marqués par des ruptures de pente brutales. Le phénomène est encore plus accentué dans le graben des Boutières où les venues phonolitiques ont été complètement "dés-habillées" de leur encaissant granitique altéré, en raison de la vigueur de l'érosion qui affecte ce secteur : dans ce "pays coupé", les interfluves étroits sont dominés par des pointements en forme de pains de sucre, aux versants très resserrés (Rocher des Pradoux, Suc de Sara) (fig. 24, D).

Avec l'exemple du Velay oriental, nous quittons le domaine des simples versants convexo-concaves. Certes ce type de versant subsiste ici sous une forme allongée et étirée, mais la nouveauté c'est l'apparition de versants hétérogènes avec des secteurs à pente très redressée dominant brutalement des secteurs à pente faible. Quant aux longs versants rectilignes des grandes vallées, ils sont souvent surmontés de corniches élevées.

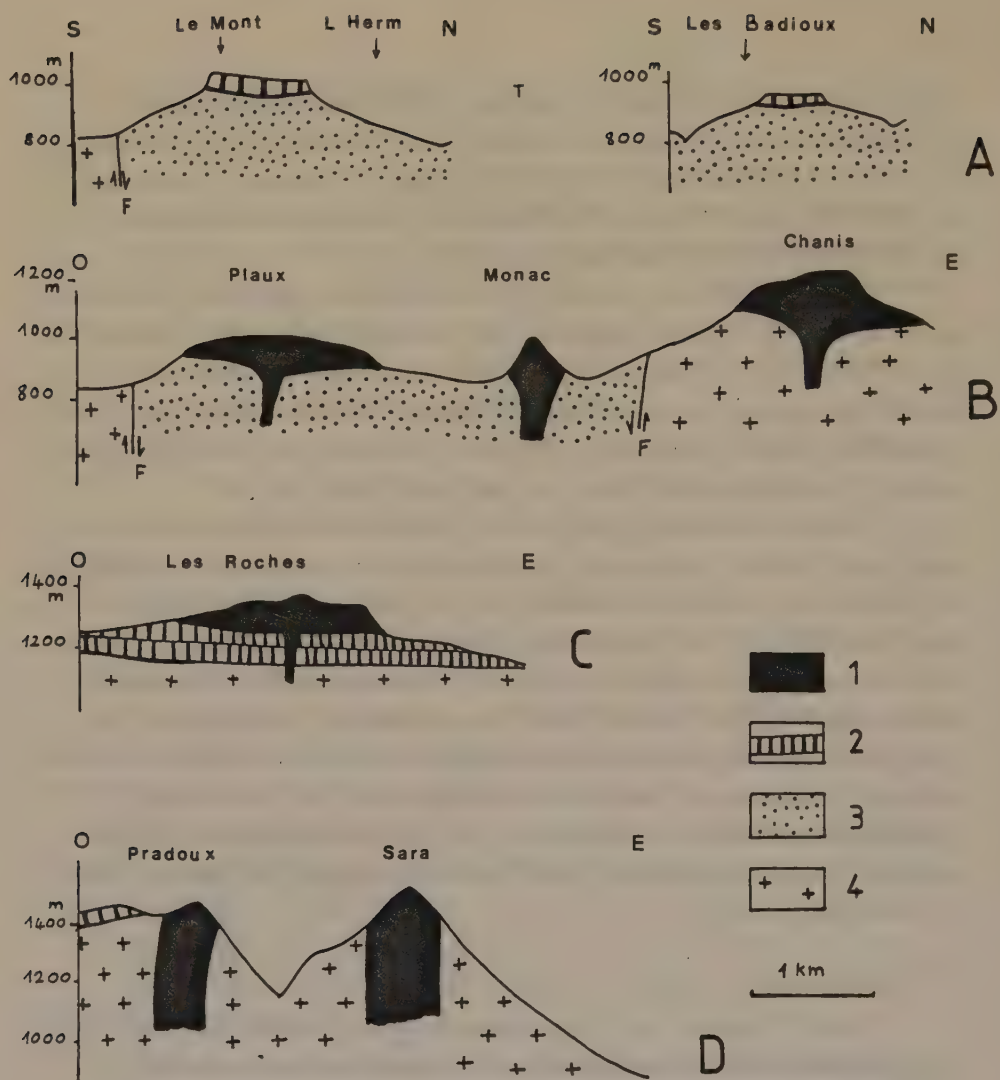


Fig. 24 : Coupes à travers quelques versants du Velay oriental.

1. phonolite. - 2. basalte. - 3. sédiments tertiaires. -
4. granite du Velay.

CHAPITRE VI - LE CANTAL.

Notre dernier point d'observation, le Cantal, a été choisi en raison de sa taille, de son altitude, de la bonne connaissance géologique que nous avons de ce massif et aussi parce qu'entièrement taillé en roche volcanique, il introduit des types de versants totalement différents de ceux des roches cristallines.

A- Une topographie heurtée.

S'étendant sur 2700 km², le Cantal est la plus vaste construction volcanique d'Europe. Bien qu'atteignant seulement 1855 m au Plomb du Cantal, il occupe de larges espaces au-dessus de 1000 m. Observé de loin, surtout après une bonne chute de neige, l'ensemble du massif apparaît comme une vaste pyramide surbaissée, les sommets principaux regroupés dans la région centrale et les pentes décroissant lentement vers la périphérie.

A échelle moyenne, le relief s'organise autour de trois éléments :

- De grandes vallées rayonnantes échancrent tout le massif et permettent aux altitudes basses de pénétrer jusqu'au coeur de l'édifice (fig. 25). Ces vallées sont larges, avec un fond plat et des versants raides ; elles se terminent vers l'amont par de véritables "bouts du monde" et les liaisons entre deux vallées sont toujours difficiles comme entre les amphithéâtres du Mars, de la Petite Rhue et celui de Mandailles. On comprend ainsi que le Cantal soit à la fois une montagne fortement peuplée jusqu'en son coeur et une montagne difficile à traverser : pour aller des villages de la haute vallée de l'Aspre à ceux des sources de la Jordanne, distants de 5 km à vol d'oiseau, il faut faire un large détour vers l'Ouest ; le chemin est encore plus long entre les vallées du Nord (Le Mars, Petite Rhue) et celles du Sud (Jordanne, Cère) et la liaison routière

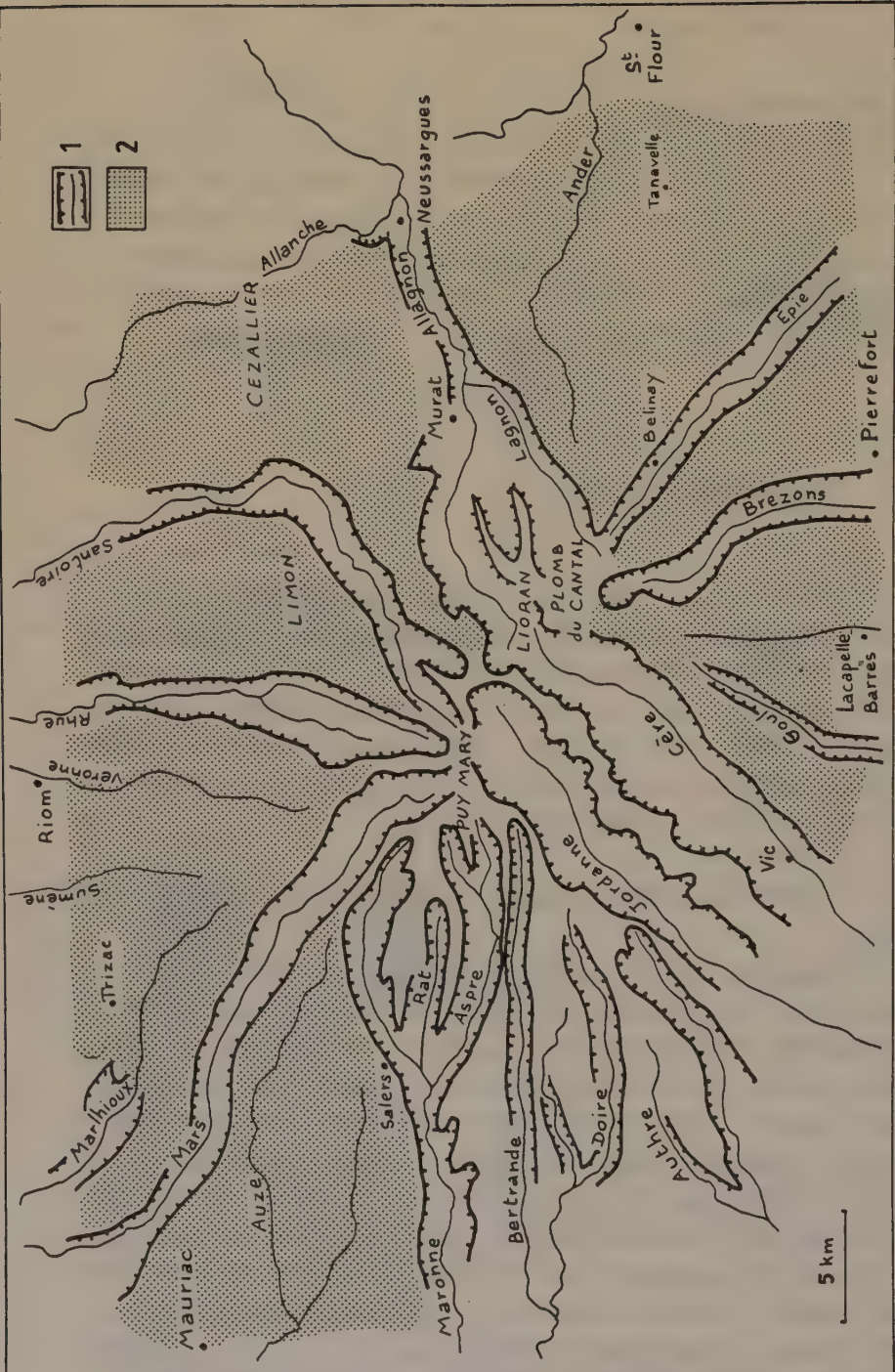


Fig. 25 : Disposition générale du relief du Cantal : vallées ravonnantes et planèzes.

1. grandes vallées. - 2. planèzes.

par le col du Pas de Peyrol n'est assurée que quelques mois en été...

Seules les vallées de la Cère et de l'Allagnon qui communiquent créent une vaste trouée SO/NE ; encore faut-il souligner que le col du Lioran qui les sépare (1238 m) est en partie barré par le Puy de Masseboeuf qui atteint presque 1400 m.

- De hauts plateaux triangulaires bien enlevés au-dessus des vallées forment l'essentiel du massif surtout à la périphérie (fig. 25). Ce sont les fameuses planèzes dont le type le plus achevé est représenté par celle de Saint-Flour, entre les vallées du Lagnon-Allagnon et de l'Epie : la forme triangulaire est à peu près parfaite, les altitudes s'abaissent régulièrement de plus de 1500 m à moins de 1000 m et la topographie demeure partout plane, à peine nuancée par des croupes aux formes douces comme le Puy de Mercou ou celui de Tanavelle ; partout, ce plateau domine nettement les deux vallées qui le délimitent de plus de 250 m vers Albepierre, de 150 m vers Neusargues et de 250 m vers Belinay au Sud-Ouest.

Vers le Sud, les planèzes de Pierrefort et de Lacapelle-Barrière ont aussi belle allure bien qu'elles soient beaucoup plus disséquées par les nombreux affluents de la Truyère qui coulent au fond de vallées étroites et profondes. Au Nord, les planèzes du Limon, de Trizac et de Salers sont, elles aussi, conformes à la définition classique. A l'Ouest, au contraire, on ne rencontre plus que d'étroits lambeaux de plateaux entre les vallées affluentes de la Maronne ou de la Cère et les espaces plans sont rares dans la région de Saint-Martin-Valmérieux, Tournemire ou Laroquevieille. La topographie y est aérée par des vallées étroites, bien calibrées avec des versants raides dominant un fond plat et régulier.

- Des crêtes étroites séparent les différentes vallées dans la partie centrale du massif. Liées aux grands "cirques" du Cantal, elles ont un aspect contourné et présentent alternativement des formes variées : pyramide (Puy Mary), cône (Puy Griou), dôme (Plomb du Cantal) ou corniches multiples (Rochers de Chamalières). L'essentiel de ces crêtes se situe au-dessus de 1500 m.

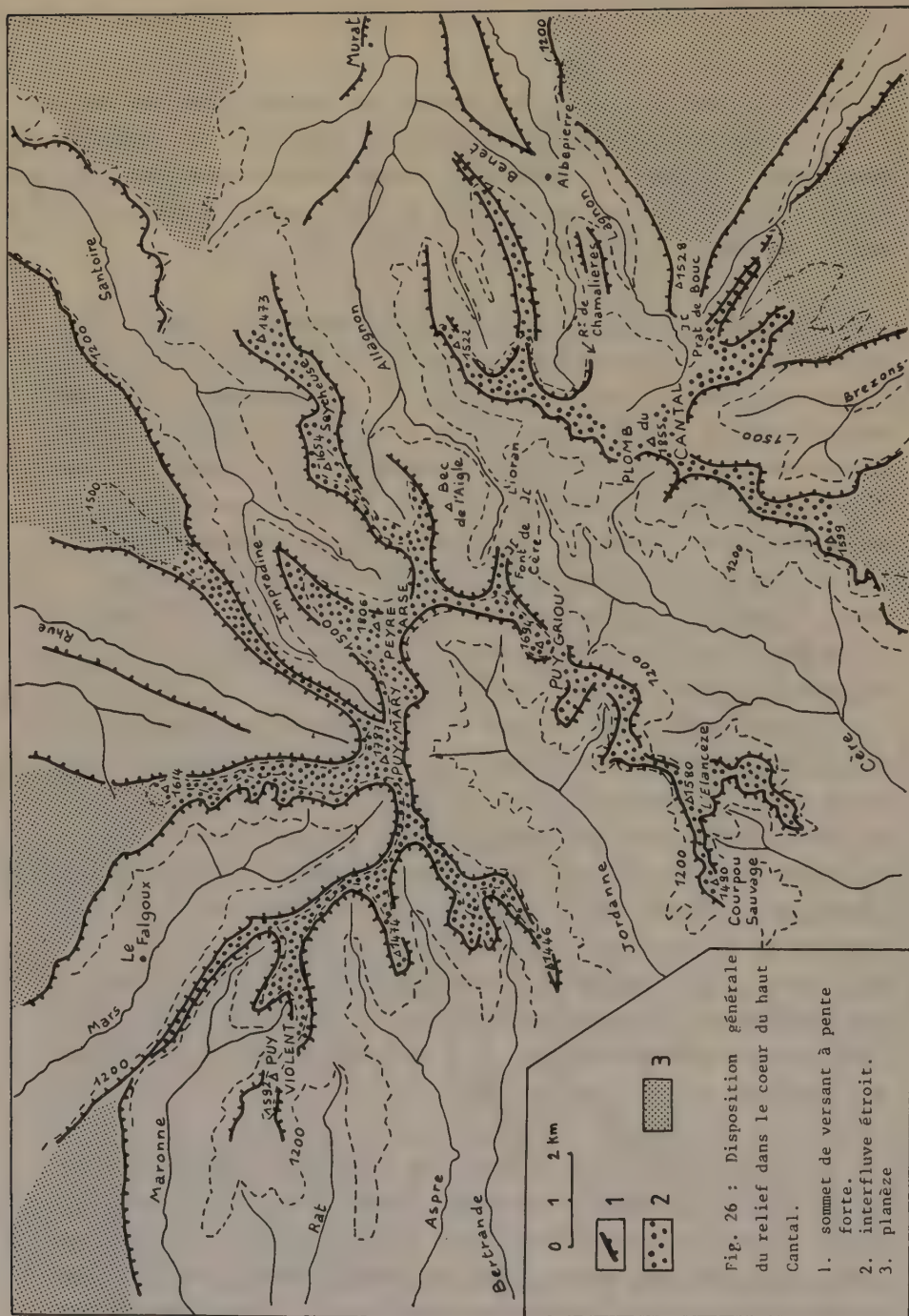


Fig. 26 : Disposition générale du relief dans le cœur du haut Cantal.

1. sommet de versant à pente forte.
2. interfluve étroit.
3. planèze

Dans la partie centrale du Cantal (Murat : 1/50 000), plus particulièrement étudiée dans le cadre de ce travail, des trois éléments du relief, ce sont les crêtes et les vallées qui occupent le plus d'espace, les planèzes n'apparaissent qu'en périphérie et par leur secteur le plus élevé (fig. 26). Il est indispensable d'avoir en tête ce schéma pour comprendre la distribution des formes et des formations d'origine froide et même les dynamiques actuelles. Il est aussi très important de remarquer que le Cantal central se divise en deux ensembles morphologiques bien distincts, séparés par le large sillon Cère - Allagnon :

- à l'Est, le relief est celui d'une longue crête orientée SO/NE, à laquelle viennent s'adosser les secteurs hauts des planèzes de Saint-Flour, de Pierrefort et de Lacapelle-Barrès. Les altitudes au-dessus de 1500 m y sont importantes, s'étendant surtout vers l'Est. Une dissymétrie d'ensemble est très marquée : vers l'Ouest/Nord-Ouest, le versant est raide et le modelé se présente sous la forme d'une série de petits cirques coalescents et suspendus au-dessus de la vallée de la Cère ; à l'Est/Sud-Est, les versants sont plus doux, les échancrures des cirques vastes mais peu profondes et les vallées importantes n'apparaissent que loin des crêtes (Benet, Lagnon, Epie, Brezons). Entre le Plomb du Cantal et le col de Prat de Bouc s'étend un véritable petit plateau.

- au Nord-Ouest, la ligne de crête principale qui ne s'abaisse jamais en-dessous de 1500 m, prend une direction Ouest/Est depuis le Puy Violent jusqu'au Rocher du Bec d'Aigle. Son aspect contourné et souvent effilé est lié à la présence de nombreux grands cirques accolés les uns aux autres ou se faisant face. Ces cirques se prolongent par des vallées larges et basses qui aèrent le relief ; ils sont séparés entre eux par de minces interfluves, crêtes secondaires étroites qui se relient à la principale en cloisonnant le relief ; ces dernières sont souvent SO/NE (Puy de Seycheuse). Ce compartimentage de détail est important dans la mesure où il introduit de nombreuses oppositions entre des façades orientées à l'Ouest et d'autres à regard Est, créant des conditions "mésoclimatiques" variées qui sont un des facteurs de la répartition des formations d'origine froide.

Dans la partie centrale du massif cantalien, il faut aussi noter la présence des deux grands "couloirs" que sont les hautes vallées de la Jordanne et de la Cère-Allagnon. Jordanne et Cère coulent dans deux dépressions parallèles orientées SO/NE, larges parfois de 5km, séparées par une ligne de crête étroite et sinueuse, continue du Puy Griou à l'Elancèze et au-delà du Courpou Sauvage. Les deux rivières coulent au fond de ces vastes entailles dans d'étroites vallées, parfois réduites à des gorges, comme de part et d'autre de Thiézac ; le reste de la dépression présente de longs versants bosselés. La "vallée" de la Jordanne se termine à l'amont de Mandailles par un gigantesque "bout du monde" de 3 km de rayon ; celle de la Cère communique, par delà les cols du Lioran (1238 m) et de Fond de Cère (1289 m), avec le haut Allagnon qui la prolonge vers le Nord-Est et constitue le seul vrai passage naturel au coeur du Cantal.

B- Un grand strato-volcan.

La structure du Cantal et les étapes de sa construction sont aujourd'hui bien connues, surtout depuis les travaux de R.Brousse et de ses collaborateurs (1972) et ceux de A.de Goër de Herve (1972 et 1978).

Le Cantal se présente comme un immense strato-volcan, édifice complexe constitué d'une alternance de matériaux pyroclastiques, de coulées de lave et d'extrusions de produits visqueux. Il repose sur des terrains cristallins et métamorphiques disposés comme une sorte de voussoir tectonique entre les fossés oligocènes de Saint-Flour et d'Aurillac. Son activité volcanique se déroule depuis le Miocène jusqu'au Pliocène.

L'activité volcanique débute donc au Miocène sous forme de bouches stromboliennes qui donnent surtout des basaltes. Ces derniers ont été datés par géochronologie (méthode à l'argon) et l'on a obtenu $12,5 \pm 1$ MA à Cheylade au Nord et $9,5 \pm 0,5$ MA à Morzières au Sud. Au Puy Courny, près d'Aurillac, ils sont recouverts par des

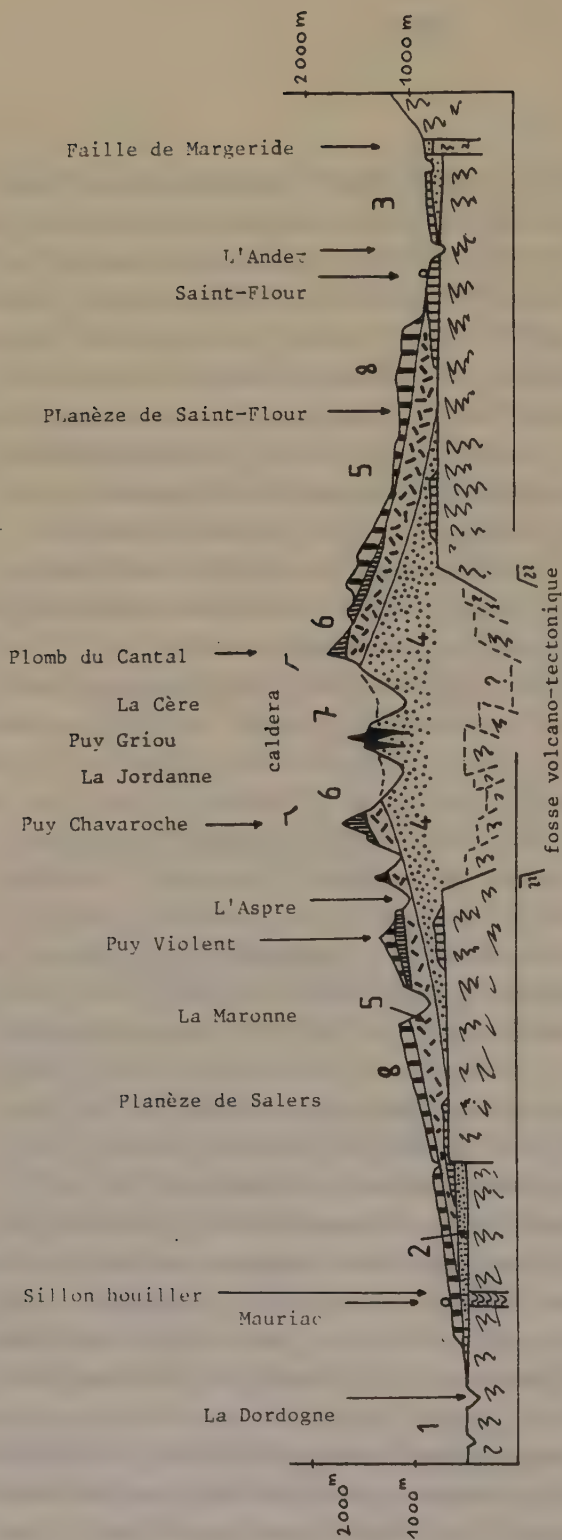
sables contenant une faune de mammifères du Miocène terminal (faune de Pikermi) ; de même pour la cinérite blanche déposée sur les Orgues de Saint-Flour. On les retrouve surtout à la périphérie du massif.

Au Miocène supérieur, l'activité pyroclastique devient fondamentale et produit des quantités considérables de matériaux à l'aspect de formations bréchiques, construisant un édifice qui atteint déjà 1400 m d'altitude. Les magmas sont visqueux, de type trachytique (latite) et les éruptions sont violemment explosives, donnant des brèches de nuées ardentes, des ignimbrites et des coulées de cendres et de ponce. En même temps, le socle sous-jacent s'affaisse en une vaste fosse volcano-tectonique, puis le centre de cet édifice trachytique s'effondre en une caldeira étroite (fig. 27). Cette première construction est souvent décrite sous le nom de "Paléo-cantal".

Au Pliocène inférieur, les éruptions deviennent trachy-andésitiques. D'abord on assiste à de grands écoulements de brèches qui mettent en place d'abondants volumes de matériaux aux faciès tantôt grossiers, désordonnés et massifs, tantôt fins, disposés en bancs plus ou moins superposés, avec quelques blocs émoussés et pour lesquels on a pu parler de "terrains volcano-sédimentaires" (R.Brousse). Puis les laves devenant plus fluides, des épanchements se produisent, localisés surtout sur les marges de la caldeira : ils donnent des coulées ou des dômes qui scellent les brèches plus anciennes et forment les principales crêtes de la région centrale, du Puy Mary au Peyre Arse en particulier. Le nouvel édifice ainsi créé, désigné sous le terme de "Néo-cantal" par les géologues, atteint sans doute seulement 1800 m (A.de Goër de Herve, 1978 et J.P.Milési, 1976) et non pas 2500 comme on l'avait d'abord cru (A.de Goër de Herve et J.Mergoil, 1971).

Les manifestations volcaniques se poursuivent par la mise en place de coulées et de filons d'ordanchite et surtout par la montée de protrusions et de dômes-coulées de phonolite qui confèrent un cachet original à la partie centrale du volcan. Le Puy Griou, le Griounou et le Roc d'Hozières sont les plus beaux exemples de ces pointements phonolitiques tardifs.

Enfin, au Pliocène supérieur, dernier épisode dans l'histoire du volcan, d'innombrables bouches éruptives localisées sur les flancs de l'énorme construction volcanique mettent en place de vastes épan-



chements de basalte qui couronnent les principales planèzes. Le Plomb du Cantal, petit culot basaltique, correspond à l'une de ces bouches.

Le Cantal apparaît donc comme un édifice volcanique relativement simple dans sa structure et ses conditions de mise en place. Avant d'étudier l'évolution récente et actuelle du modelé, il est nécessaire d'envisager dans quelle mesure les conditions structurales de départ ont pu peser sur toute l'évolution géomorphologique post-volcanique. Il est nécessaire d'insister sur deux paramètres fondamentaux : la nature des modelés originels après achèvement des phases volcaniques d'une part, la nature et l'influence des données lithologiques d'autre part.

1- Il est certes très difficile de retrouver les formes originelles d'un édifice dont la construction est achevée depuis la fin du Pliocène. Il est pourtant à peu près acquis aujourd'hui que la construction trachy-andésitique du "Néo-cantal" n'a pas dû beaucoup dépasser 1800 m. Ainsi, les sommets actuels ont des altitudes peu différentes de celles de la phase finale des éruptions. Toutefois, un défonçage important du centre de l'édifice et le long des vallées a eu lieu depuis ; mais comment faire la part entre l'érosion du Villafranchien - Quaternaire ancien, sans doute importante, et celle des épisodes plus récents, qui, en dépit d'une période d'englacement, ne représentent vraisemblablement que des retouches.

En retraçant la dynamique volcanique, les travaux de J.P. Milési (1976) permettent de préciser l'évolution dans le centre du massif. Lors de la grande éruption trachy-andésitique du "Néo-cantal", les bouches sont nombreuses et disséminées en bordure de la caldeira ; de ce fait, il n'y a eu qu'un "faible comblement de la région centrale", la plus grande partie des matériaux coulant vers l'extérieur. Cette situation s'est poursuivie lors de l'épisode final basaltique ; à partir des têtes de planèzes où sont les bouches, l'écoulement s'est réalisé vers l'extérieur.

Il est donc vraisemblable que l'érosion n'est pas responsable de toutes les formes en creux du Cantal, surtout en ce qui concerne

les grandes dépressions alignées selon un canevas géométrique, comme les hautes vallées de la Jordanne, de la Cère et de l'Allagnon qui ont une origine volcano-tectonique ; l'érosion post-pliocène n'y est responsable que de retouches plus ou moins importantes. Toutefois, il ne faut pas opposer d'une façon trop "manichéenne" construction volcanique et érosion post-pliocène car en même temps que se déroulaient les phases d'accumulations volcaniques, la destruction de l'édifice commençait. Il n'est pas rare de trouver d'anciennes traces de ravins fossilisés par des lahars ou comblées par des brèches ; de même, des coulées andésitiques ou basaltiques ont suivi d'anciennes vallées, recouvrant des alluvions fluviatiles comme dans le cas de la vallée de Carlat (S.Blais, 1972). Ces paléovallées intéressent le géomorphologue : guidant la répartition des laves, elles conditionnent l'évolution actuelle ; mises en "inversion de relief", elles permettent de retracer les grandes étapes morphologiques ; parfois, il y a eu permanence dans leur fonctionnement, comme pour la vallée de l'Allagnon où, selon J.P.Milési (1976), des brèches jusqu'aux basaltes, toutes les formations descendent vers cette vallée. Il s'agit sans doute d'un axe structural majeur qui a eu une tendance constante à l'affaïssement.

L'épisode de creusement des vallées le plus actif, si l'on en juge par ce qui se passe ailleurs dans le Massif Central, fut sans aucun doute le Villafranchien et le Quaternaire ancien. Certaines coulées datées permettent d'avoir une idée de l'ampleur du phénomène ; la méthode a été employée par S.Blais, R.Maury et R.Brousse (1971). Les auteurs ont montré un creusement de l'ordre de 180 m entre la coulée basaltique de Rouffilange âgée de $3,83 \pm 0,24$ MA et la vallée de la Bertrande ; dans la vallée du Mars, le décalage entre les basaltes des Plateaux datés de $5,94 \pm 0,20$ MA et le talweg est de 270 m. Il est bien évident que de tels chiffres, souvent impressionnants, ne peuvent avoir qu'une valeur locale qui doit tenir compte des conditions structurales particulières, notamment de la nature des matériaux, de la position du niveau de base et de l'agressivité de certains paléoclimats.

Les épisodes érosifs plus récents réalisés en ambiance froide ne sont responsables que de retouches. Leur étude précise sera menée

plus loin, mais il est nécessaire auparavant de rappeler succinctement la nature pétrographique des constituants du Cantal.

2- Une bonne connaissance des roches volcaniques et de leur distribution dans l'édifice est indispensable avant toute explication géomorphologique (fig. 28).

Les basaltes anciens, on l'a vu, apparaissent seulement à la périphérie du massif et ne jouent pas un grand rôle dans le modelé ; ils présentent généralement une altération remarquable en "sonnenbrenner" (taches de soleil). En revanche, les matériaux d'origine pyroclastique occupent un volume considérable, surtout dans le coeur du massif, et interviennent d'une façon primordiale dans l'évolution des formes du terrain. Issus de l'émiettement des laves par l'expansion des gaz volcaniques, ils se caractérisent par une grande variété de faciès, conditionnée par différents types d'éruption. On peut distinguer :

- des écoulements de brèches liés à la pulvérisation de laves massives dès la sortie du point d'émission, ce qui donne une formation chaotique avec beaucoup de gros blocs. Au fur et à mesure que le matériel est entraîné au loin, un véritable litage et un émoussé des blocs se produisent et l'on passe à de véritables "conglomérats stratifiés" (J.P.Milési, 1976).

- des formations issues de nuées ardentes de type péléen avec des blocs énormes et des éléments fins ; elles se produisent lors de très violentes explosions quand la cheminée volcanique est bouchée par une aiguille ou par un dôme. Le déplacement se fait sous forme de gigantesques "avalanches sèches" avec blocs de lave, cendres et gaz. L'ensemble qui se déplace à des vitesses énormes peut franchir des obstacles importants. Déposé, cela donne une brèche très hétérométrique. Parfois, la mise en place se fait sous forme de déferlantes basales, les gaz entraînant blocs et cendres horizontalement.

- des ignimbrites produites par des magmas visqueux et très chargés en gaz ; le magma, transformé par les gaz en une sorte d'écume, se déplace sous forme d'un véritable aérosol à haute température. Lors du dépôt, les parcelles de magma en suspension sont encore assez fluides pour s'aplatir, se coller les unes aux autres, prenant



Légende :

1. phonolites.
3. basaltes terminaux.
3. trachy-andésite des sommets.
4. Néo-cantal trachy-andésitique.
5. Paléo-cantal trachytique.
6. basaltes miocènes
7. sédiments oligocènes et miocènes
8. socle hercynien.
9. fosse volcanotectonique.

fig. 28 : Carte géologique d'ensemble du strato-volcan cantalien, d'après A.de Goër de Herve, 1978, simplifiée.

l'allure de petites lentilles disposées selon la fluidalité, pour lesquelles on parle de "flamme".

- des dépôts de "lahar" qui sont le résultat d'écoulements boueux déclenchés par des pluies violentes provoquées par l'éruption ou postérieures à elle. Entraînant des masses énormes de matériaux meubles, ces torrents de boue se déposent brutalement donnant des amoncellements de toute taille.

Ainsi, tous ces matériaux qu'on désigne commodément sous le terme de "brèche andésitique" présentent la particularité d'être très hétérogènes avec à la fois des blocs de toute taille, parfois énormes, et du matériel cendreux, les variations étant extrêmement rapides. De plus, ce matériel est très inégalement induré avec, côte à côte, des panneaux parfaitement cohérents et durs et des secteurs mal consolidés avec de nombreuses fentes verticales ou horizontales. Postérieurement à la mise en place, certains secteurs ont connu un léger métamorphisme (propylitisation) lié à des venues fumerolliennes ou hydrothermales. Latéralement, il existe de nombreux joints, plus ou moins ouverts, qui ajoutent encore à l'instabilité de la construction. Quelquefois, ces joints atteignent la taille de fissures béantes, élargies peut-être par des phénomènes de décohésion ou par le passage d'eaux souterraines, comme ce véritable "gouffre" situé au Nord de Peyre Arse et suivi par une équipe de spéléologues jusqu'aux environs de 100 m de profondeur. On devine facilement dans ces conditions, l'instabilité chronique qui affecte les grands versants cantaliens taillés dans la brèche ... Outre ce caractère lié à la structure, la brèche se conduit dans l'ensemble comme un matériel relativement "tendre" vis-à-vis de l'érosion, sa mobilisation étant surtout fonction de l'induration de la matrice fine ; à l'échelle du détail, l'érosion différentielle qui s'exerce entre les blocs et les éléments cendreux conduit à des formes curieuses en pinacles, boules, clochetons, rappelant parfois des formes proches des lapiaz.

Par-dessus les brèches andésitiques, andésites et basaltes se comportent à peu près de la même façon vis-à-vis des agents morphogéniques. Elles se présentent sous forme de coulées épaisses dont les rebords montrent toujours une structure bien prismée, avec parfois des orgues ou de vraies colonnades. Il faut retenir l'aspect massif, les

nombreux joints plus ou moins exprimés et les possibilités de circulation verticale de l'eau. En surface, les coulées possèdent toujours une couche peu épaisse de roche très altérée où dominent les allophanes. On sait depuis longtemps que la superposition des coulées et de la brèche favorise les mouvements de masse importants sur les versants des grandes vallées. Ajoutons que la superposition est rarement simple, mais qu'il existe au contraire des intercalations nombreuses brèches-coulées d'andésite, surtout dans la partie supérieure de l'édifice ; entre les coulées, des horizons de type "red-parting" compliquent encore la structure (bien visibles le long de la nouvelle route Murat-Saint-Flour sur le versant rive droite de l'Allagnon).

Enfin, la présence des venues phonolitiques tardives, sous forme d'intrusions, protrusions, dômes et coulées-dômes, ajoute à l'hétérogénéité d'ensemble ; l'influence sur le modelé est étroitement locale, et seul le centre du massif est affecté.

Une bonne connaissance des conditions structurales est indispensable pour comprendre la distribution des éléments du relief définis plus haut. Les planèzes correspondent aux entablements de basaltes recouvrant les produits pyroclastiques. Plus la couverture basaltique est continue et épaisse, plus les planèzes sont de belle venue comme à l'Est vers Saint-Flour ; au contraire, à l'Ouest, la chape basaltique discontinue ne soutend que de petits lambeaux de plateaux qui côtoient une topographie chaotique dans les brèches. Les grandes vallées dont le tracé a été guidé par la forme d'ensemble de la construction volcanique et les cicatrices tectoniques, doivent pour l'essentiel leur profil en travers en forme d'auge presque parfaite à la superposition basalte-brèche. Les grands amphithéâtres et les lignes de crêtes étroites de la partie centrale se localisent dans le secteur le plus complexe où se retrouvent à la fois les effets de la ou des caldeiras, les amoncellements de produits pyroclastiques, les venues phonolitiques tardives et les bordures des grandes coulées trachy-andésitiques.

La complexité structurale explique la présence de versants aux composantes hétérogènes : les secteurs redressés en corniche contrastent avec ceux à pente douce, les segments rectilignes s'opposent aux longues concavités et les modèles se multiplient encore suivant le nombre de corniches et leurs positions (fig. 29).

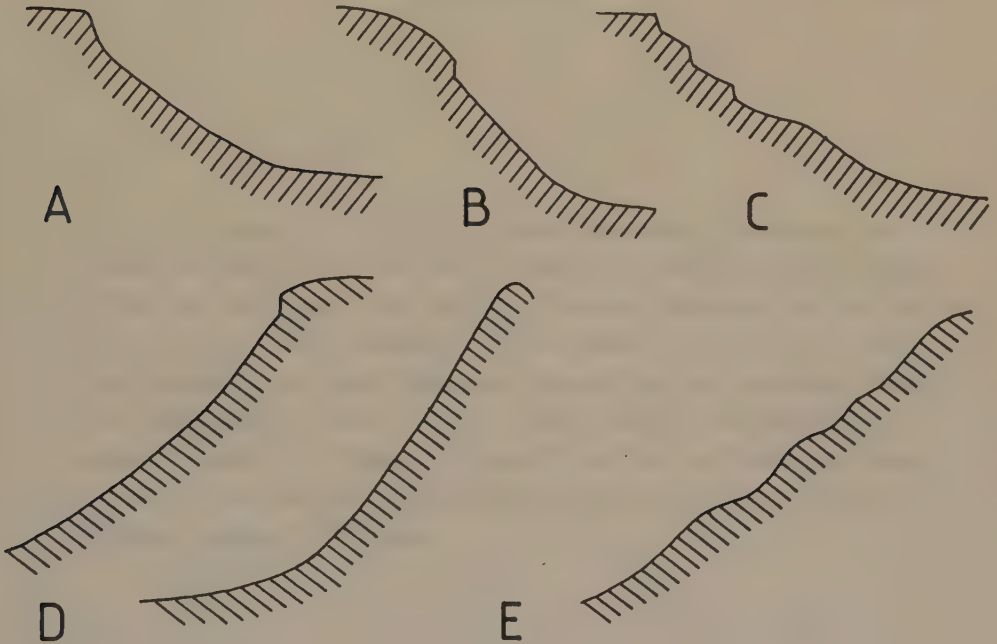


Fig. 29 : Les grands types de versants du Cantal.

Le type le plus fréquent est formé d'une haute corniche terminant un plateau et dominant un secteur rectiligne puis concave (fig. 29, A) ; parfois, la corniche apparaît à l'amont du versant où elle interrompt un segment convexe (fig. 29, B) ; dans certains cas, ce sont des corniches multiples qui accidentent la pente (fig. 29, C). Les longs versants des vallées principales sont ceux à dominante concave, avec ou sans segments rectilignes et, au sommet, tantôt une très cour-

te convexité, tantôt une petite corniche (fig. 29, D). Enfin, certains versants des vallées de l'Ouest présentent un aspect cahotique, avec corniches, chicots, segments convexes et segments concaves disposés au hasard sur la pente (fig. 29, E). Cette courte présentation des types de versants du Cantal n'épuise pas le grand nombre des combinaisons possibles, mais permet d'exposer les différents modèles d'évolution.

CONCLUSION DU LIVRE I

En raison de conditions morphostructurales diverses, les hautes terres cristallines et volcaniques du Massif Central français présentent des versants variés que l'on peut regrouper en deux grands types. L'opposition fondamentale se manifeste entre des versants convexo-concaves aux formes douces et simples, et des versants irréguliers coupés de corniches ou de chicots rocheux. Les premiers sont toujours couverts de formations superficielles et d'une végétation continue ; les seconds montrent des parois nues et une couverture végétale ouverte localement.

LIVRE II

FORMES ET FORMATIONS D'ORIGINE PÉRIGLACIAIRE

INTRODUCTION AU LIVRE II :

PROBLEMATIQUE DE L'ETUDE DES HERITAGES PERIGLACIAIRES DANS UNE
MOYENNE MONTAGNE COMME LE MASSIF CENTRAL.

Dans le Massif Central, l'omniprésence des héritages périglaciaires (1) constitue un des traits marquants du modelé. Diverses formations caractéristiques (revêtements gélifluidaux, nappes de blocs, grèzes,...) donnent un "cachet" original aux versants würmiens et tardiglaciaires, conditionnant pour une grande part leur évolution ultérieure, holocène ou subactuelle, tant en ce qui concerne les sols ou la végétation que l'aménagement des terroirs. Ces héritages ont cependant un aspect banal : peu spectaculaires dans le paysage et modi-

(1) : nous entendons le terme "périglaciaire" dans le sens large établi par la Commission de Géomorphologie périglaciaire de l'U.G.I. désignant l' "ensemble des aspects de la géomorphologie froide" (A.Dylikowa), à l'exclusion de la géomorphologie glaciaire. Le terme "cryonival" sera appliqué aux seuls phénomènes actuels liés à l'action du gel et de la neige.

fiés par une évolution morphopédologique ultérieure, couverts de végétation, ils sont souvent difficiles à étudier. C'est le cas de tous les héritages périglaciaires placés dans le cadre d'une moyenne montagne, surtout lorsque celle-ci est atlantique. Il est donc nécessaire de poser un préalable à toute étude, une réflexion méthodologique qui servira de guide.

Après avoir analysé formes et formations, il est nécessaire de les interroger pour tenter de reconstituer la ou les dynamiques de mise en place. En l'absence de formes vives locales, la démarche normale est de procéder à des rapprochements avec les formations les plus proches des hautes latitudes. Certes, la comparaison peut être utile et nous l'avons employée, mais en prenant soin de ne pas systématiser, car les deux milieux ont des caractères spécifiques qui peuvent être différents.

De même, la liaison avec le périglaciaire hérité des plaines et des piémonts encadrants n'est pas toujours facile à établir : à la base d'un massif montagneux, formes et formations sont mieux conservées, et donc plus abondantes ; elles sont, pour certaines, la résultante de phénomènes qui se sont déroulés à l'amont, mais d'importantes solutions de continuité existent et les raccords dynamiques sont souvent difficiles à établir. Ajoutons qu'à conditions lithologiques et pédologiques égales, le paramètre pente crée, en montagne, des possibilités de dynamiques plus variées. Enfin, les données climatiques stationnelles créées par la grande inégalité du relief modifient beaucoup les conditions climatiques régionales. Pour toutes ces raisons, les conditions paléoclimatiques tirées de la comparaison avec l'évolution en plaine doivent être nuancées avec prudence.

La confrontation avec l'évolution en haute montagne devrait se montrer plus fructueuse, mais le Massif Central n'atteint jamais cet étage, l'isolement des massifs les plus élevés ayant contribué à adoucir encore les conditions climatiques. Jamais notre région n'est surmontée par le chapeau de la haute montagne et, de ce fait, elle n'a pas subi "l'effet de domination" (G.Viers, 1970, p. 141), celui des dynamiques qui, nées en haute altitude, viennent influencer les étages moyens : avalanches, écoulements torrentiels, ... Pourtant, il nous

a paru nécessaire de rapprocher certaines évolutions avec celles de la haute montagne alpine actuelle, ne serait-ce que parce que les limites en altitude des étages affectés par tel ou tel phénomène ont beaucoup varié lors des derniers épisodes froids.

La liaison avec les phénomènes d'origine glaciaire est fondamentale elle aussi. En région de moyenne montagne, l'englacement marque peu la morphologie sauf dans le cas des cirques ou des vallées bien pourvues en dépôts fluvio-glaciaires ; les massifs englacés sont séparés les uns des autres et les formes sont souvent mal venues, marginales. Aussi, il est parfois délicat de faire la part de ce qui est purement glaciaire et de ce qui est périglaciaire. Le Massif Central fournit de bons exemples de cette difficulté illustrée par le cas des "champs de blocs" et des "glaciers rocheux" ; si on saisit aisément la part de la gélifraction dans la fourniture des blocs pour les deux phénomènes, les dynamiques de mise en place sont difficiles à mettre en évidence : ciment ou coeur de glace ? matrice argileuse nettoyée ultérieurement par les eaux courantes ? mélange de deux processus ? Les accumulations de fond de cirque, des protalus ramparts aux moraines les plus internes montrant aussi des transitions insensibles entre les conditions périglaciaires et un début d'englacement.

Une fois les dynamiques clairement identifiées, il est nécessaire de savoir si elles ont, ou non, une valeur paléoclimatique. Pour cela, il ne faut pas s'attacher aux seuls phénomènes les plus visibles (éboulis, cryoturbation, buttes gazonnées, ...) et les étudier pour eux-mêmes ; au contraire, il faut toujours les replacer dans leur contexte morphologique et spatial, les appréhender en liaison avec d'autres faits même moins spectaculaires mais dont la connaissance est indispensable pour la compréhension de l'évolution de l'ensemble des versants. Chaque phénomène doit être remis dans son contexte morphologique et morphodynamique et, si possible, il faut tenter de reconstituer les "ensembles morphogénétiques" (au sens de G.Soutadé, 1980, p. 20) au sein desquels se sont élaborés les modèles périglaciaires. Il est nécessaire de retrouver le continuum de la morphogenèse en partant de la topographie préexistante et des épisodes antérieurs

qui lui ont donné naissance. En effet, cette topographie ancienne, elle-même souvent conditionnée par la structure, guide fortement les dynamiques. La gélifraction n'est active sur telle corniche que parce que cette dernière a été dégagée antérieurement ; sans cela, les processus liés au gel-dégel resteraient potentiels et ne se traduiraient pas dans le modelé. Il faut donc la plus grande prudence pour passer d'une observation ponctuelle à une régionalisation un peu large. Privilegier un processus, même spectaculaire, peut conduire à mettre en évidence des conditions exceptionnelles, sans aucune valeur régionale. Ce sont les associations de formes et formations caractérisant un secteur donné qui, seules, nous permettront d'approcher la connaissance des paléoclimats, de reconstituer et de délimiter les provinces péri-glaciaires anciennes.

Une fois la valeur paléoclimatique bien définie pour chaque critère, il faut encore aborder les notions d'ampleur et de fréquence de chaque phénomène. Ensuite seulement, une régionalisation peut être conçue avec des chances de succès.

Pour la présentation des faits au lecteur, deux étapes sont nécessaires :

- d'abord s'impose une présentation, à l'échelle de tout notre terrain, des mécanismes fondamentaux responsables de la mise en place des grandes formations. On voit alors trois grands types de mécanismes apparaître: ceux qui sont conditionnés par la glace de ségrégation dans le sol et qui affectent des matériaux meubles, ceux qui impliquent le fractionnement de la roche par le gel et enfin ceux qui sont liés à la présence de la neige voire de glaces résiduelles.

- la deuxième étape doit être une étude régionale, massif par massif, de façon à montrer l'agencement local des différentes formations et par là, reconstituer la cinématique. C'est dans ce cadre que l'on peut tenter de dresser une première chronologie.

- enfin, dans une conclusion élargie, c'est la régionalisation des phénomènes périglaciaires à l'échelle de tout le Massif Central qui doit apparaître. Elle doit être complétée par une vision chronologique des faits et tenter de montrer, en tenant compte des études effectuées dans les régions voisines, la place du Massif Central en Europe de l'Ouest lors des derniers épisodes froids.

PREMIERE PARTIE DU LIVRE II :

MISE EN EVIDENCE DES GRANDS PROCESSUS.

CHAPITRE I - LES ALTERITES DEPLACEES SUR LES VERSANTS A
 PENTES MODEREES: "formations gélifluées à blocs" et "arènes
 géлитurbées".

Dans la plupart des massifs cristallins de l'Europe de l'Ouest, du Portugal aux Sudètes et aux Iles Britanniques, les versants à pentes modérées et continues sont recouverts par des arènes remaniées et/ou par des formations superficielles hétérogènes, à blocs plus ou moins nombreux. Ces formations, appelées communément "arènes litées" ou "fauchées", "convois à blocs" ou "head", ont fait jusqu'alors l'objet de nombreuses études et de discussions "serrées". Rappelons que ces formations se développent à partir d'arènes dont la genèse fait appel à de longues périodes d'altération ; c'est donc au détriment d'un stock d'altérites, héritées de périodes plus anciennes (Quaternaire moyen ou ancien, voire Tertiaire) que s'exercent les processus responsables de leur mise en place.

A- Les principales recherches antérieures et les problèmes posés.

1- Les études géomorphologiques.

Le point sur les connaissances acquises a été fait par A. Godard dans plusieurs travaux de synthèse (A. Godard, 1972 et 1975) et lors du Colloque sur les Heads (Caen, 24 mars 1979). L'auteur décrit "l'association tripartite" classique où, le granite altéré in situ, à structure conservée, est dominé par les arènes "fauchées" ou "litées", elles-mêmes surmontées et recoupées brutalement par une couverture limoneuse à blocs sains, versant et sol actuel tranchant l'ensemble du profil (fig. 30, a). De nombreuses variantes existent : les convois limoneux peuvent reposer directement sur l'arène en place ou bien plusieurs récurrences d'arènes remaniées se mêler aux masses de limons à blocs (fig. 30, b); il arrive même qu'arènes litées et "convois à blocs" disparaissent laissant le sol actuel reposer directement sur le granite altéré. Parfois de véritables cryoturbations peuvent perturber le profil (fig. 30, c).

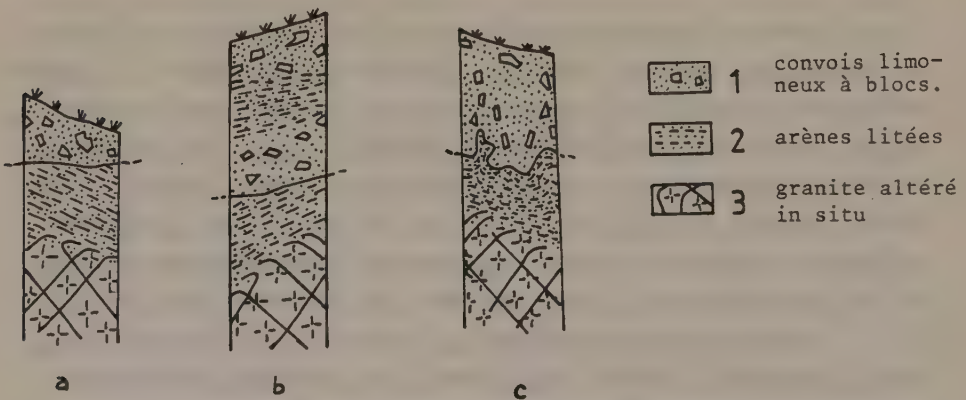


Fig. 30 : Représentation schématique de quelques profils caractéristiques d'arènes déplacées, d'après A. Godard, 1975.

a. profil simple du Massif Central. - b. profil complexe avec récurrence des arènes litées (coupe des Loges, Morvan). - c. profil perturbé par cryoturbation (coupe de Montsauche, Morvan).

A. Godard (1975) insiste sur la filiation directe des arènes litées avec le stock d'altérite en place. Il en fait les témoins "d'un milieu froid et humide, dépourvu de couvert végétal continu : milieu supra-forestier, étage-zone de la toundra ;" la profondeur relativement constante du fauchage prouverait un dégel momentané de type "couche active". Reprenant l'étude de la mise en place de ces arènes, A. Godard (1979) insiste sur le fait que "le fauchage des arènes semble procéder, non pas d'un déplacement global, en masse, mais d'une somme de déplacements individuels de grains solidaires les uns des autres qui aboutit à une déformation plastique et à un étirement des pan-neaux de roche altérée, sous l'action de la pesanteur... Il s'agit en quelque sorte d'une reptation (creep) d'autant plus lente que la part des grains grossiers est prépondérante dans le matériau, et affectant toute la partie superficielle de désagrégation granulaire jusqu'à la couche de contraintes maximales".

Au contraire, les convois limoneux à blocs ont connu un écoulement en masse, solifluidal, entraînant des fragments rocheux de grande taille ; ils résultent d'une "gélifluxion d'ambiance froide". "Les blocs et cailloux anguleux, constitués pour la plupart de roches saines ou du moins peu altérées, représentent en effet des fragments détachés du haut du versant par une active gélifraction". L'origine de la matrice limoneuse est plus délicate à retrouver : il est difficile de faire la part entre les restes d'un ancien sol, une partie du manteau d'altérite, le résultat d'une microgélifraction ou des apports éoliens.

En ce qui concerne la chronologie, s'il est à peu près évident qu'il existe deux périodes bien séparées (froid et humide pour les arènes litées, froid intense pour la macrogélifraction), il est difficile de savoir s'il s'agit d'un grand changement entre deux périodes froides ou d'une simple discontinuité interstadiale dans le Würm.

Des nombreuses autres études abordant ce problème, nous ne retiendrons que celles qui ont porté sur notre terrain ou des régions voisines.

J-C. Flageollet (1977) reconnaît en Limousin, l'existence d'arènes litées et de "convois à blocs". Pour lui, sur le plan granulométrique, les arènes litées sont très comparables aux arènes *in situ* qu'elles surmontent ; elles sont simplement un peu plus riches en fines, l'augmentation étant en moyenne de l'ordre de 3,2 %. Il n'existe pas de véritable tri à l'intérieur des lits. La mise en place s'est donc bien faite simultanément par un mouvement de masse sans rupture des structures anciennes, les lits s'enracinant à l'amont. Les formations à blocs sont, elles, enrichies en limons, mais elles ne sont pas nécessairement beaucoup plus riches en fines que les arènes *in situ*. Sur le plan minéralogique, il n'y a pas de différences sensibles entre les minéraux primaires des arènes litées et des arènes en place ; au contraire la matrice des formations à blocs contient beaucoup plus de quartz et de feldspaths résiduels, la kaolinite et la gibbsite y sont présentes mais en moindre proportion que dans les arènes. Quant au problème des contacts formations à blocs / arènes litées, il ne le tranche pas. Dans un article du Bulletin de l'A.G.F. (1975), J.C. Flageollet avait émis l'hypothèse que les blocs des formations supérieures pouvaient résulter d'un retard local dans l'altération, celle-ci commençant en profondeur et gagnant ensuite latéralement et vers le haut. La mise en place des deux formations pouvait alors se concevoir, selon cet auteur, comme synchrone, niveau lité et niveau à blocs étant "des éléments d'un même profil, déplacés conjointement, mais avec des modalités et sur des distances différentes". Une telle prise de position implique la négation de l'existence d'une discordance nette entre les deux formations. Or cette discordance, observée par de très nombreux chercheurs, est incontestable. En fait, revenant sur ce problème dans sa thèse, J.C. Flageollet admet que l'hypothèse d'un déplacement différentiel entre un sol solifluant et l'arène en place seulement déformée est une explication moins fréquente qu'il ne l'avait cru.

B. Coque-Delhuille (1978 et 1979) étudiant les plateaux de Margeride occidentale, fait aussi une large part aux formations déplacées

de versants. Pour elle aussi, il y a une identité totale des constituants entre les arènes in situ et les arènes litées, ce qui témoigne en faveur d'un degré d'évolution pratiquement identique. Si à l'intérieur des arènes litées des différences granulométriques évidentes se manifestent entre les lits gras et les lits maigres, "aucun triage n'apparaît à l'intérieur d'un même lit, de l'amont vers l'aval du versant" (1979, p. 140). Pour les convois limoneux à blocs, l'auteur insiste sur leur "caractère allochtone" qui s'exprime à la fois dans la nature pétrographique des éléments grossiers et dans la composition minéralogique de la matrice. Dans cette dernière, il y a une augmentation importante de la fraction limoneuse (20 %), mais le degré de l'évolution chimique est moindre que pour les formations arénacées sous-jacentes.

Pour expliquer la mise en place des arènes litées, B. Coquedelhuille fait appel aux travaux de H. Bertouille (1971 et 1972). La mise en place se serait faite en deux temps :

- la première étape est un "fauchage" des arènes in situ au moment du dégel. "Le franchissement du seuil de plasticité déclenche le fauchage, simple déformation plastique du dispositif structural du granite".

- la seconde étape conduit à "la réalisation du "litage" par ségrégation des colloïdes au niveau du front de gel : formations de doublets d'arènes comportant chacun un lit gras enrichi en colloïdes et en oxydes de fer et un lit maigre relativement appauvri suivant un rythme périodique de saison froide dépendant des interférences du front de gel et du front d'onde de migration phorétique défini par H. Bertouille (1972)".

Les facteurs conditionnant la localisation ont été abordés par plusieurs chercheurs. R. Lacotte (1977, p. 390-392) a proposé une étude statistique réalisée en fonction des coupes exploitables. Il souligne que dans le haut Limousin occidental, seules 11,1 % des coupes à convois à blocs sont associées à des arènes à litage net. Les règles de répartition sont difficiles à saisir : le facteur lithologique n'est pas prépondérant, il semble simplement que les arènes des granites à cordiérite et à grenat se prêtent mal au litage.

Sur le plan altitudinal, c'est plutôt dans une tranche assez basse que ces formations sont les plus nombreuses. L'étude de l'exposition n'est pas significative, mais en combinant son influence avec celle de l'altitude, l'auteur peut montrer que pour le haut bassin de la Vienne "l'exposition au soleil" l'emporte, permettant par des dégels plus fréquents, une "imbibition des arènes sous-jacentes plus efficace, ce qui facilitait leur déplacement sur la pente". A altitude moyenne, c'est l'Ouest qui l'emporte car les conditions d'ensoleillement sont moins draconiennes. La liaison avec le facteur pente n'est pas significative.

En Margeride, B.Coque-Delhuille (1978 et 1979) note une distribution altitudinale nette, la tranche la plus favorable étant entre 1080 m et 1250 m ; sur les bas plateaux, les arènes litées ne se rencontrent que sur les matériaux les plus altérés (altérites hydrothermales), sans doute parce que là les conditions climatiques étaient moins propices à leur développement. Le facteur climatique serait donc fondamental. Le rôle de la pente est aussi important avec des valeurs-seuils de 6 et 15°. Aucune orientation préférentielle n'est décelable.

Très vite, on se rend compte des limites de telles entreprises. Elles ne peuvent avoir qu'une valeur statistique limitée en raison du petit nombre d'exemples étudiés et par la façon aléatoire dont ils sont forcément choisis, le chercheur étant tributaire du tracé des routes. En plus, les risques d'erreurs sont accrus par la petite taille des régions envisagées dans les deux cas.

Enfin, des expériences de laboratoire ont tenté de montrer la part prise par la gélifraction dans la fourniture de la fraction fine des "convois à blocs". Plusieurs essais ont été réalisés au Laboratoire de Géomorphologie de Caen. Par la gélifraction de granites altérés il est possible d'obtenir des matériaux qui se rapprochent, granulométriquement, de ce que l'on observe dans la partie supérieure des arènes (granite du Grand Celland, massif d'Avranches en Normandie. J-P. Lautridou, 1977).

2- Les apports des pédologues.

De nombreux pédologues se sont aussi intéressés au sujet. Dans le Morvan, à la suite de F. Seddoh (1973), P. Aourousseau (1976) reprend l'étude des "associations ternaires" et observe le passage de la structure en lits à la formation à blocs. Il en conclut qu'il y a un certain engraissement de cette dernière par l'arène litée. Ainsi, pour lui, les deux formations sont mises en place simultanément : la "flexure" de l'arène (plutôt que "fauchage", pour l'auteur) peut être interprétée comme le résultat du mouvement de la formation à blocs. La mise en place se fait lors d'une période froide mais on ne peut négliger l'idée qu'il s'agisse d'un mouvement continu du sol, aussi bien pendant les périodes tempérées que pendant les périodes froides.

J.P. Legros étudie, dans le massif du Pilat, (1975 et 1976) le cas d'arènes présentant un litage bien visible mais sans enracinement, litage bien parallèle au versant topographique et présentant souvent des anastomoses entre les lits (essentiellement les lits foncés, formés de matériel fin). A l'intérieur de chaque lit gras, le taux d'argile diminue vers le haut, la couleur s'éclaircit, la porosité augmente ; au microscope, on voit bien les revêtements d'argiles, nombreux (parfois plus de 100), localisés à la face inférieure des vides. La différenciation des lits, selon J.P. Legros, se fait *in situ*, par accumulation pédologique, liée à une circulation oblique des solutions. En conséquence, il s'agit de fissures qui, dans une roche en place en cours d'altération, sont progressivement comblées. Pour obtenir un litage, il suffit donc d'avoir des discontinuités dans une arène en place et de l'argile disponible. Dans le massif du Pilat, les accumulations sont toujours dans l'aire du lessivage, c'est-à-dire en-dessous de 700 m. Leur mise en place est donc concevable dans le cadre de l'évolution pédologique actuelle. La nature des argiles, mélange vermiculite-kaolinite-illite est tout à fait compatible avec cette mise en place récente. En période froide, l'accumulation est impossible car les mécanismes d'hydrolyse, créateurs d'argile, sont stoppés par le froid. "L'accumulation en bandes de l'argile n'a donc pas de signification paléoclimatique ; elle a

simplement pour effet de souligner une organisation horizontale de la matrice - organisation qui résulte généralement de la fissuration de la roche mais qui peut être parfois d'origine périglaciaire".

Ainsi, le type d'arène litée décrit par J.P. Legros est un phénomène actuel sans valeur paléoclimatique. Seules les discontinuités dans l'arène peuvent être "héritées d'épisodes antérieurs : arénisation plus poussée le long des diaclases, phénomènes de relâchement donnant une structure lamellaire, engel du sol avec élargissement des fissures. Les données morphodynamiques peuvent être responsables de la création de "la structure du matériel d'accueil" mais l'accumulation ressort entièrement de la pédologie."

Dernier en date parmi les pédologues à travailler sur le sujet, P. Curmi (1979 a, 1979 b) a montré, à la naissance du fauchage, la présence de microdécrochements affectant un matériel où la structure pétrographique est conservée.

3- Acquis et problèmes en suspens.

Déjà longuement étudiée, "l'association ternaïre" qui recouvre les versants des régions de socle pose un problème d'un grand intérêt scientifique. Après la revue des travaux antérieurs, nous pouvons considérer certains points de la recherche comme des acquis.

L'existence de deux entités, nettement individualisées, "formation limoneuse à blocs" d'une part, "arène fauchée et/ou litée" d'autre part, semble reconnue par tous. De même, les caractères granulométriques des formations ne posent plus de problèmes :

- filiation évidente entre les altérites *in situ* et les arènes déplacées ; toutefois, ces dernières sont mieux pourvues en matériaux fins que les arènes à structure conservée.

- aucune trace de tri dans les formations à blocs.

- une nette augmentation de la fraction limoneuse dans les formations à blocs par rapport aux arènes déplacées ou en place (1).

Un large consensus se dégage aussi quant à l'origine de la matrice des formations à blocs. L'essentiel est autochtone, nourri par une microdivision plus ou moins poussée, mais une partie provient du haut du versant après un cheminement de quelques centaines de mètres au maximum ; parfois, une véritable allochtonie a pu être prouvée en relation avec des apports éoliens (L. Le Calvez, 1979). Mais le problème de la microdivision est loin d'être réglé : quelles sont les parts respectives de l'altération météorique, de l'évolution pédogénétique, de la gélifraction ou des phénomènes mécaniques de versant ?

L'étude des dynamiques de mise en place aboutit à des avis moins unanimes. Le déplacement des formations limoneuses à blocs s'est-il fait dans une ambiance tempérée (solifluxion) ou froide (gélifluxion) ? Le litage des arènes a-t-il une véritable signification climatique ? Ce sont autant de questions fondamentales dont les réponses conditionnent l'interprétation paléoclimatique que l'on donne à ces formations et donc la valeur chronologique que l'on peut leur attribuer.

Même au simple point de vue de la terminologie, l'accord est loin d'être réalisé entre les chercheurs. Le terme "convois limoneux à blocs" a longtemps été employé pour désigner la formation la plus superficielle et la plus hétérogène. Mais on doit s'interroger sur le terme "convoi" qui implique une dynamique très spéciale et localisée le long de chenaux alors qu'il s'agit en fait d'un phénomène généralisé sur l'ensemble du versant. Il semble souhaitable d'en abandonner l'usage comme l'a fait A. Godard qui, depuis le Colloque de Caen,

(1) Tenant compte de cet acquis et des nombreuses études granulométriques réalisées antérieurement, y compris sur notre terrain (J.C. Flageollet, 1977; B. Coque-Delhuille, 1978), il nous a semblé inutile de les reprendre. C'est pourquoi le lecteur ne trouvera dans le présent ouvrage de nouvelles analyses granulométriques que lorsqu'elles seront indispensables à la démonstration.

propose d'adopter "formations limoneuses à blocs". De même, il convient de noter l'antériorité du terme anglosaxon "head". Mais ce dernier terme qui au départ était purement descriptif pour désigner la formation la plus superficielle tend à regrouper aussi bien des formations gélifluées, que d'autres, colluviales, avec ou sans intervention du ruissellement... C'est un peu un "fourre-tout" terminologique trop général. Il nous a paru préférable d'employer une locution française :

- d'abord descriptive : formation de versants hétérogènes, argilo-sablo-limoneuse à blocs, amorphe, que l'on peut résumer en formation limoneuse à blocs (en raison des fractions granulométriques les plus abondantes);

- puis, après la mise en évidence des mécanismes de mise en place : formation limoneuse gélifluée à blocs, ce qui insiste sur le processus principal

La difficulté est moins grande pour décrire les arènes "litées". On comprend bien la différence de sens existant entre les simples "arènes litées" et les "arènes fauchées" avec enracinement des lits, mais il est des cas où les descriptions n'ont pas toujours été assez poussées ; parfois des confusions ont pu être commises avec de simples feuilletages ou même des diaclases bien en place, observés dans une arène véritablement *in situ* et n'ayant subi aucun mouvement. Par exemple, les arènes *in situ*, à bandes altérées différentiellement comme c'est le cas dans les migmatites ou les arènes à litage fruste (J.C. Flageollet 1978) ne font pas partie de la famille des arènes remaniées étudiées ici.

Dans ces conditions, étant donné l'intérêt paléoclimatique et chronologique de ces formations arénacées, il nous a paru intéressant d'en compléter l'étude en fonction des observations réalisées sur l'ensemble de notre terrain où elles sont extrêmement fréquentes et d'apporter ainsi notre contribution à ce point de la recherche.

En refusant de nous attacher à un secteur précis, mais au contraire en nous référant à un vaste domaine géographique, nous espérons montrer la distribution spatiale, les relations avec les données structurales et les conditions de l'environnement paléoclimatique. Pour cela nous avons eu la volonté de partir des formations les plus simples, celles qui permettent une définition sûre, de façon à centrer ensuite notre réflexion sur celles qui sont plus composites et dont les conditions de mise en place posent davantage de questions.

Notre démarche a été d'abord naturaliste ; nous avons privilégié l'examen du terrain, l'étude *in situ*, celle qui intègre les divers facteurs du milieu. En examinant chaque coupe, avant toute analyse sédimentologique, nous nous sommes efforcés de la replacer dans le contexte de l'ensemble du versant en tenant compte, non seulement de la pente, de l'exposition, mais aussi de l'environnement morphologique. La formation étudiée est-elle dominée par un long versant ou au contraire se situe-t-elle près du sommet ? Une formation placée sur une pente de 5° n'a pas la même signification si elle est sur la cloison d'un alvéole ou à la terminaison aval d'un replat. La notion de toposéquence doit être prise en compte.

Nous avons ensuite utilisé les moyens du laboratoire, en particulier tout ce que peut apporter l'étude micromorphologique, de façon à affiner l'étude macroscopique qui l'a précédée. Ainsi plusieurs lames minces ont été réalisées, réparties sur l'ensemble des régions étudiées (1). Enfin en retournant sur le terrain nous avons tenté de donner, chaque fois que l'étude stratigraphique était possible, une interprétation paléogéographique. La plus grande prudence est alors nécessaire car ce que l'on observe est toujours un état final, actuel qui reflète non seulement les conditions de mise en place mais aussi les conditions de conservation du dépôt dont il faut tenir compte : ablations ou recouvrements ultérieurs, modifications anthropiques.

Ce n'est qu'après avoir fait toutes ces démarches que l'on peut espérer interpréter sans trop de risques d'erreurs les coupes et présenter des explications cohérentes pour les mécanismes de mise en place des diverses formations. Pour des raisons évidentes de commodité, ces démarches ne peuvent apparaître telles quelles dans la rédaction du présent ouvrage.

(1) Nous avons bénéficié, pour l'interprétation des lames minces, du concours précieux de B.Lanoë à qui vont nos remerciements les plus chaleureux.

C'est pourquoi nous ferons d'abord référence aux travaux effectués dans d'autres régions, avant d'en appliquer la méthode à un massif de notre étude, la Margeride ; les aspects régionaux se révéleront plus loin à l'occasion de la présentation de chaque massif ; enfin, la synthèse à l'échelle de tout le Massif Central permettra d'avoir une vue globale sur ces formations arénacées.

B- Le rôle de la glace de ségrégation.

L'étude des structures et des microstructures associées à la formation de glace de ségrégation permet de progresser dans la connaissance des arènes mobilisées en période froide. Grâce à cette nouvelle approche on peut trancher en faveur de certaines des hypothèses avancées antérieurement.

1- Les travaux de B. Van Vliet - Lanoë.

L'étude des mécanismes du gel du sol est ancienne et de nombreux auteurs ont abordé ce problème, en particulier dans les régions de haute latitude avec pergélisol. Parmi bien d'autres, on peut rappeler les travaux de Beskow (1947), de P.A. Shumskii (1964), de Corte (1966) et de A. Pissart (1970).

Plus récemment, B. Van Vliet-Lanoë (1976, 1980 et 1981) a dégagé les grands types de structures et de microstructures développés par la glace de ségrégation à l'intérieur d'une roche meuble contenant suffisamment de limons et de sables fins. Lors de l'engel, la glace forme des lentilles plus ou moins épaisses et parallèles à la surface topographique. L'intensité de la ségrégation, à granulométrie égale, est proportionnelle à la quantité d'eau disponible pour la cristallisation. La roche meuble ou friable est alors débitée en lames ou en grands polyèdres. Dans les sédiments ces structures sont considérées comme stables en raison de la compaction qui s'est exercée sur le matériel par ultra-dessiccation et par pression lors de la croissance de la glace ; de ce fait, ces structures peuvent servir de "marqueurs" paléoclimatiques particulièrement significatifs.

A la jointure de ces fentes ou au contact avec un bloc, les pores peuvent être "géants", de quelques millimètres à plusieurs centimètres ; en coupe, ces pores ont un aspect de triangles ou de rectangles aux parois lisses et convexes. Dans les horizons superficiels cette porosité est accentuée par la présence de nombreuses vésicules de dégazage (E.A. Fitzpatrick, 1956 ; B. Van Vliet-Lanoë, 1976 ; B. Bunting, 1977).

Dans le cas le plus simple, les feuillets s'espacent quand on s'éloigne de la surface du sol, au fur et à mesure de l'amortissement de l'onde thermique (fig. 31, A). Une telle structure est le résultat d'un gel lent et progressif, simple gel saisonnier du sol. Dans le cas d'un gel plus intense avec pergélisol, on note une discontinuité nette dans le feuilletage (fig. 31, B) : la structuration est très fine à fine dans la couche active, moyenne à grossière en profondeur, avec un contact net et ondulant entre les deux, ce qui correspond au sommet du pergélisol.

Ces structures ne peuvent pas être confondues avec celles créées par la seule dessiccation dans la mesure où les fentes de retrait liées à ce dernier mécanisme ont un tracé irrégulier, voire discontinu, et des parois rugueuses bien complémentaires ; les agrégats fournis sont eux-mêmes discontinus et très fins. De même, des confusions sont possibles avec des phénomènes de détente : on sait que la décharge sur un versant, lors d'une érosion rapide, peut induire des phénomènes mécaniques de rupture qui favorisent l'ouverture de "diaclasses" parallèlement au versant. Ce phénomène peut lui aussi produire une structure lamellaire très grossière avec des fentes de plus en plus espacées en profondeur. Mais on ne retrouve ni les faces lissées par la poussée de la glace, ni les grands pores triangulaires et béants. Toutefois, il est bien évident que dans certains cas, la structuration lamellaire par la glace a pu exploiter d'anciennes fissures créées par la détente.

B. Van Vliet-Lanoë montre que l'on peut distinguer, en milieu non carbonaté, plusieurs types de structures simples liées à différents types d'engel du "sol".

a/ Une structure lamellaire ou feuilletée :

Le matériel prend une allure en "feuilletés", épais de quelques millimètres à quelques centimètres, superposés et séparés par des fentes grossièrement parallèles les unes aux autres (fig. 31). Les fentes sont lisses, régulières, ondulantes et elles délimitent des polyèdres de "forme trapue ($L/l \ll 3$), plus ou moins parallélépipédiques dont les arêtes et les faces sont lissées et émoussées par la glace" (B. Van Vliet-Lanoë, 1976). Les polyèdres sont en général bien séparés et les fentes qui les limitent peuvent créer une porosité très importante.

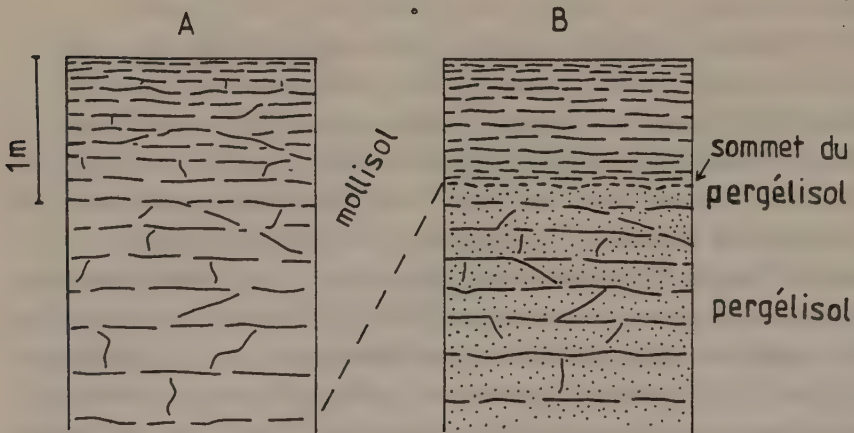
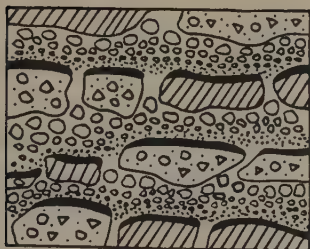


Fig. 31 : Structure lamellaire produite par la glace de ségrégation en roche meuble limoneuse, d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1981.

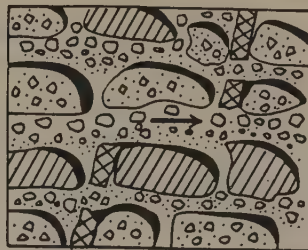
A- cas d'un gel saisonnier. - B- sur permafrost.

b/ Une structure à coiffe et squeletane (fig. 32, A).

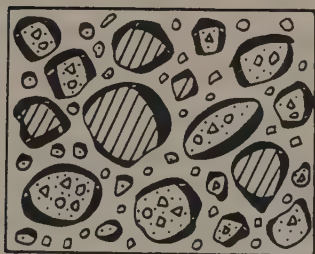
L'évolution est beaucoup plus longue et complexe et les phénomènes liés au dégel interfèrent avec ceux de l'engel.



A



B



C

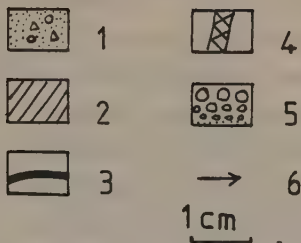


Fig. 32 : Structures associées à la formation de glace de ségrégation, d'après B.Van Vliet-Lanoë, 1981.

A- cas de la ségrégation seule. - B- cas de la cryoreptation.
C- cas de la gélifluxion.

1. matrice limoneuse avec sables fins. - 2. grains minéraux. - 3. "coiffes".
4. diagenèse comblée de particules limoneuses. - 5. "squeletane" granoclassé.
6. sens du déplacement.

Les agrégats lamellaires (polyèdres définis précédemment) prennent une allure lenticulaire :

- une "coiffe" de matériel fin se forme à leur sommet ; elle "est constituée de silts et argiles, incorporant parfois des paillettes minérales de la taille des limons, sédimentées à plat"

(B. Van Vliet-Lanoë, 1976). Elle peut recouvrir soit des agrégats soit des fragments lithiques ; la taille de la coiffe est souvent de l'ordre du millimètre mais elle peut atteindre le centimètre (B. Van Vliet-Lanoë et J.C. Flageollet, 1981).

- dans le même temps où se forme la coiffe, un deuxième revêtement apparaît en concordance sur la coiffe. Ce second revêtement est constitué de grains minéraux lavés et granoclassés, les plus fins à la base, les plus grossiers par dessus, au contact avec l'agrégat supérieur. On peut désigner un tel revêtement sous le nom de "squeletane" (R. Brewer, 1964).

La formation des coiffes semble relever de processus d'illuviation assez simples. L'origine du "squeletane" est plus difficile à expliquer. Selon B. Van Vliet-Lanoë, (1981), s'inspirant des travaux de Corte (1966), "l'accumulation granoclassée... s'explique très bien par la prise en charge sélective des particules au cours de la croissance des cristaux de glace selon les dimensions et la surface spécifique des grains minéraux". Lors de la croissance de la glace, les particules les plus grossières sont les plus vite englobées tandis que les fines sont repoussées vers le bas dans la direction de croissance du cristal. Le rôle de la croissance de la glace est corroboré par la présence de particules cryoturbées au sein du squeletane.

De telles structures sont l'oeuvre d'un gel-dégel répété, lent et profond ; elles peuvent se retrouver jusqu'à plus d'un mètre de profondeur. Aux processus gel-dégel s'ajoutent parfois les effets d'un drainage brutal lié par exemple à une fonte des neiges rapide. On trouve alors, associés aux coiffes, des revêtements de pores à stratifications entrecroisées. (B. Van Vliet-Lanoë, 1981).

c/ Une structure à coiffe, squelettane et micro-décrochements latéraux (fig. 32, B).

La structure est identique au cas précédent mais de nombreux décrochements apparaissent au niveau des plans lamellaires. Il y a eu mouvement de l'ensemble du matériel vers l'aval sous forme de microcisaillements mais le granoclassement du squelettane est peu ou pas perturbé.

De semblables micro-décrochements ont déjà été signalés dans les arènes granitiques fauchées (P. Curmi, 1979).

Un tel déplacement lent, par gravité, de faible amplitude et lié aux alternances de gel-dégel peut être désigné sous le terme de "cryoreptation" (frost creep). La lubrification par les eaux de fusion des lentilles de glace et la présence de la coiffe favorisent le phénomène de glissement. L'importance du mouvement de masse est fonction du nombre de cycles gel-dégel et de la teneur en eau des matériaux. Le granoclassement du squelettane s'estompe au fur et à mesure que le déplacement devient important tandis que les coiffes des agrégats deviennent dissymétriques avec un épaissement vers l'aval.

d/ Une structure en "boulette" (fig. 32, C).

Les agrégats sont dans ce cas enrobés sur plusieurs de leurs faces par des revêtements argilo-limoneux. Ces coiffes ayant été déposées sur la partie supérieure de l'élément, il faut imaginer des mouvements de rotation des agrégats suivis de périodes de stabilité pour qu'ils puissent être couverts sur plusieurs faces. Cela témoigne en faveur d'un mouvement latéral et d'une rotation qui ne peut résulter que d'une évolution par gélifluxion. Toute trace de granoclassement a désormais disparu.

Les coiffes présentent une structure complexe, elles sont souvent tronquées et peuvent même présenter des petits ravinements. On peut déduire des générations de coiffes qui se recouvrent les unes les autres l'existence de rotations successives. Mais il faut se garder d'une interprétation chronologique de ces étapes, dans la mesure où la formation d'une coiffe peut être très rapide (C. Harris et S. Hellis, 1980).

e/ Les structures créées par la cryoturbation (fig. 33).

La pénétration du gel et la croissance des cristaux de glace sont perturbées par l'hétérogénéité de la formation. La ségrégation est alors irrégulière et le sédiment débité progressivement en petits agrégats (fig. 33, A) ; ceux-ci prennent une forme arrondie ou ovoïde (N. Fedoroff, 1966). Des fragments minéraux peuvent être redressés comme dans le cas des loess ou des sables (fig. 33, B et C).

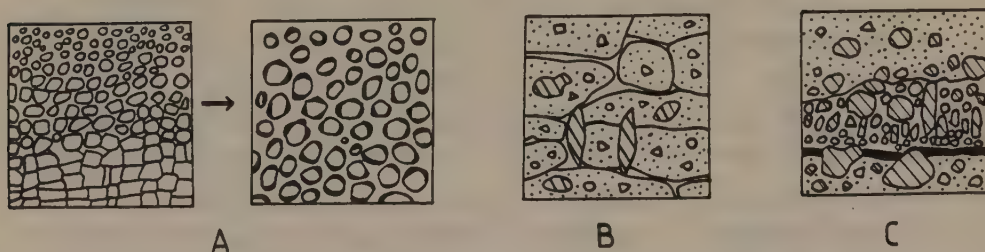


Fig. 33 : Structures liées à la cryoturbation, d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1981.

A- cas des sédiments argileux. B- cas des loess. C- cas des sables.

Même légende que la figure 32 pour B et C ; en A débitage du sédiment argileux.

En résumé, il est possible d'observer un véritable gradient dans les structures créées par le gel entre la roche meuble limoneuse, tout juste débitée en lamelles, et les structures les plus élaborées de type gélifluxion ou géliturbation. La figure 34 résume les principaux caractères de l'organisation micromorphologique d'une formation superficielle limoneuse en fonction des processus cryogéniques. Chaque structure observée est fonction à la fois du type de mouvement et du nombre de cycles gel-dégel. En fait, le type de mouvement ne varie pas seulement en fonction du nombre de cycles, d'autres facteurs liés à l'environnement peuvent intervenir.

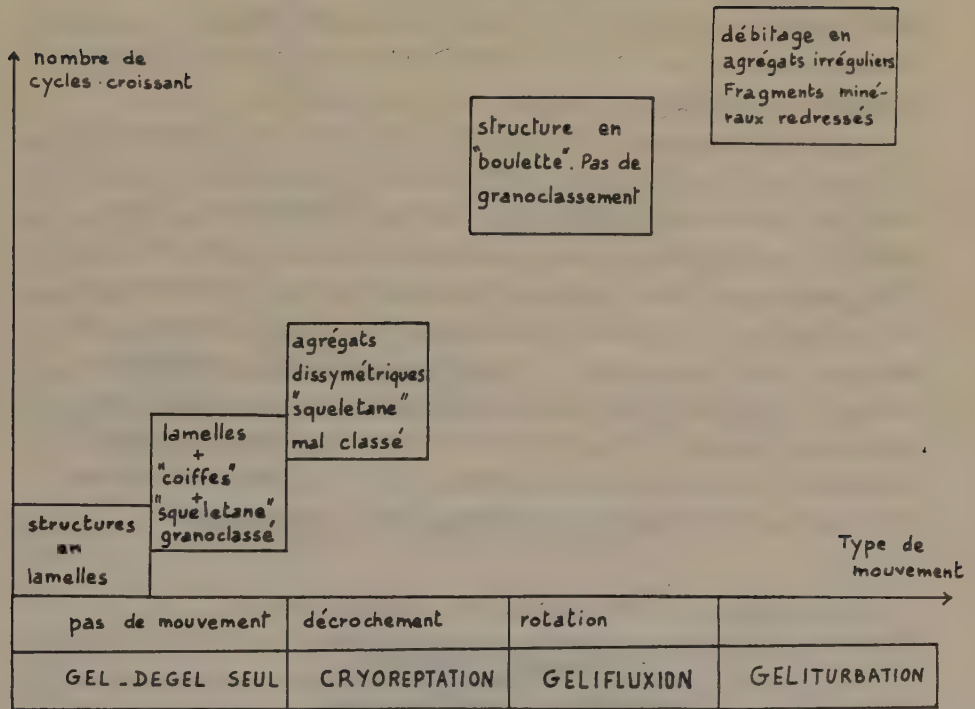


Fig. 34 : Caractères micromorphologiques d'une formation superficielle limoneuse soumise à des processus cryogéniques.

Toutes ces structures, créées par la glace de ségrégation dans le sol, s'observent actuellement dans les régions boréales (N.N. Fedorova et T. Yarilova, 1972 ; J. Dumanski, 1974 ; R. Brewer et S. Pawluk, 1975 ; B. Bunting, 1977). Dans la mesure où on peut être assuré qu'elles se sont conservées à peu près intactes, ces structures bien reconnues et définies dans une formation héritée, peuvent alors servir pour retracer les paléodynamiques. L'identification d'une structure donnée permet de déduire le type de conditions cryogéniques qui lui a donné naissance.

En vérité, sur le terrain, il n'y a jamais eu l'intervention d'un seul type de processus cryogéniques mais au contraire de plusieurs, en raison des fluctuations climatiques nombreuses, ce qui conduit à la superposition ou à l'interpénétration de structures. C'est pourquoi on peut retrouver des séquences avec cryoreptation, gélifluxion, puis à nouveau cryoreptation ou d'autres beaucoup plus complexes. Dans ce cas, seule l'étude micromorphologique attentive de lames minces prélevées dans la formation permet de démêler les différentes phases. La fig. 35, montre une structure de gel-dégel surimposée à une structure en "boulette" : cette surimposition se matérialise par la présence d'une longue coiffe interagrégats.

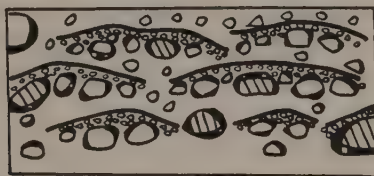


Fig. 35 : Structure de gel-dégel surimposée à une structure en "boulette", d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1981. Même légende que la figure 32.

2- L'étude des structures associées à la formation de glace de ségrégation en Margeride occidentale.

La méthode proposée par B. Van Vliet-Lanoë a été mise au point dans les loess et les limons des plaines et des plateaux de l'Europe du Nord-Ouest. L'application aux régions de socle à forte couverture d'arène méritait d'être tentée, en commençant par une région déjà bien connue.

En Margeride, les abondantes formations superficielles remaniées en période froide ont fait l'objet de publications (R. Coinçon, 1972 et B. Coque-Delhuille, 1978) qui en précisent les caractères. La superposition formation à blocs sur arène fauchée, le tout sur arène en place, représente la disposition la plus commune dans la Montagne de Margeride. Les premières recherches de structures créées par la glace de ségrégation, conduites dans la région, ont montré tout l'intérêt que l'on pouvait attendre de la méthode (B. Van Vliet-Lanoë, B. Coque-Delhuille, B. Valadas, 1981). Nous en reprenons ici les principaux résultats.

a/ Les arènes "fauchées" et "litées".

Il a été possible de montrer que pour chaque coupe d'arène fauchée, on observe toujours une structure lamellaire. Celle-ci de plus en plus grossière en profondeur affecte les arènes en place. Les dérangements latéraux de diaclases et de filons apparaissent dès que la pente du versant atteint quelques degrés : deux à trois degrés sont suffisants pour le démarrage du phénomène. La fig. 36 illustre le débitage de panneaux de matériel sain dans une masse arénisée et le fauchage à plat des éléments parallélépipédiques obtenus. Le déplacement des éléments est plus marqué en surface et s'atténue en profondeur.

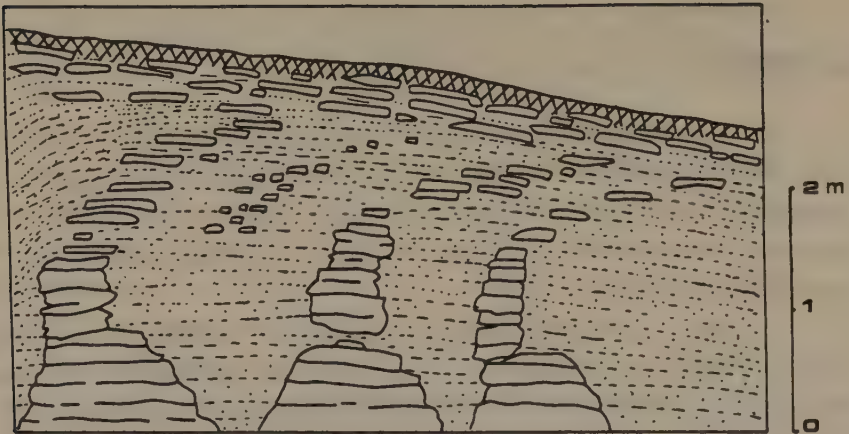


Fig. 36 : Structures lamellaires dans l'arène et fauchage à plat des dalles de granite. Exemple de Sainte-Colombe-de-Peyre, d'après B.Van Vliet-Lanoë, B.Coque-Delhuille et B.Valadas, 1981.

En blanc, les dalles de granite; en pointillé et tiret , l'arène à structure lamellaire ; les croisillons représentent le sol actuel.

Le décalage latéral créé sur chaque diaclase, selon la pente, dans une masse d'arène apparemment en place, apparaît sur la fig. 37. L'observation réalisée vers 1,5 m de profondeur permet de mesurer des écarts d'un segment de diaclase à l'autre qui varient entre un millimètre et un centimètre.

Les processus responsables de cet état de fait sont inhérents aux alternances gel-dégel. Après création de lentilles de glace en profondeur en période de gel, il y a lors du dégel un léger cisaillement et un glissement plan par plan du matériel gorgé d'eau sur les résidus de lentilles de glace. L'action responsable de ces légers mouvements peut être appelée "cryoreptation" (frost creep), selon la définition de B. Van Vliet-Lanoë.



Fig. 37 : Décrochements latéraux à la naissance d'une arène fauchée. Le Ferluguet.

En tirets, la structure lamellaire. La flèche indique le sens de la pente et du mouvement d'ensemble. En traits continus: diaclases.

La présence de fines coiffes limono-argileuses à la partie supérieure des éléments lamellaires est une preuve supplémentaire de l'action du gel profond. La création de ces coiffes dans un matériel très pauvre en fines exclut l'action d'un simple creep thermohydrique, c'est-à-dire la simple alternance de phases de dessiccation et d'humectation.

Une preuve supplémentaire du rôle du gel-dégel est donnée par l'étude de détail des fauchages en fonction de l'exposition. Dans des conditions de pente, de lithologie et d'environnement climatique régional équivalentes, on note des allures de fauchage différentes, ce qui veut dire que la mise en place s'est faite avec des différences marquées dans les "vitesses" de déplacement latéral des matériaux, ce qui ne peut être dû qu'aux conditions microclimatiques locales.

L'exemple des coupes de Ferluguet (Saint-Chély : 689,5 ; 276,3 ; 1240 m) est significatif (fig.38). Face à l'Est, le fauchage est lent et la base du mouvement est relativement profonde (supérieure à 2 m). Au contraire, en regard sud, le démarrage du mouvement est moins profond (guère plus d'un mètre). Dans le premier cas, la disposition implique un mouvement de masse lent avec peu de différence de vitesse entre la base et le sommet, ce qui peut s'expliquer par "un dégel lent et progressif".

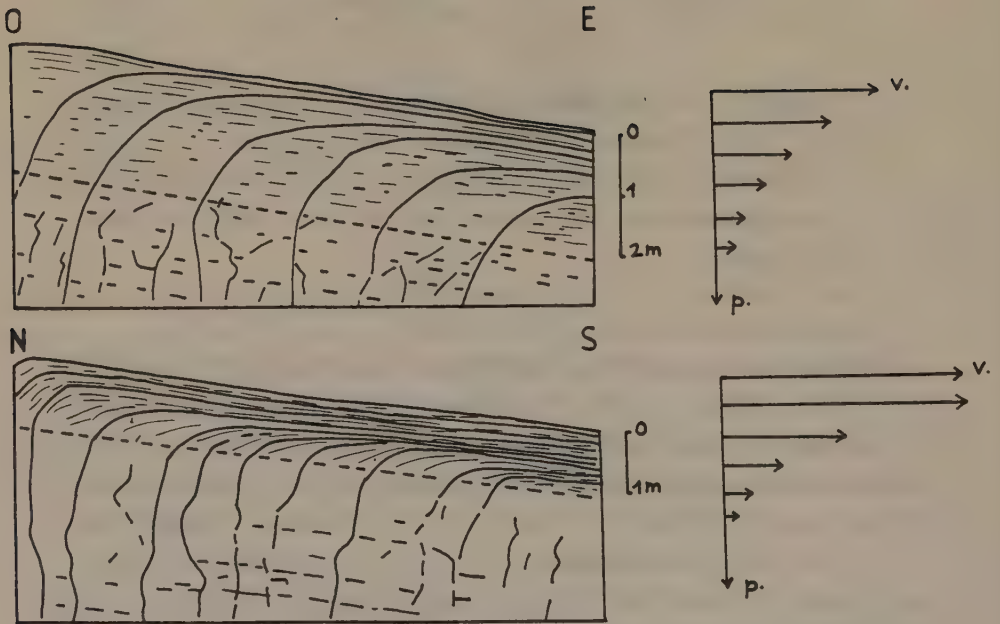


Fig. 38 : Variation de l'allure du fauchage dans une arène granitique selon l'orientation. Exemple : le Ferluguët.

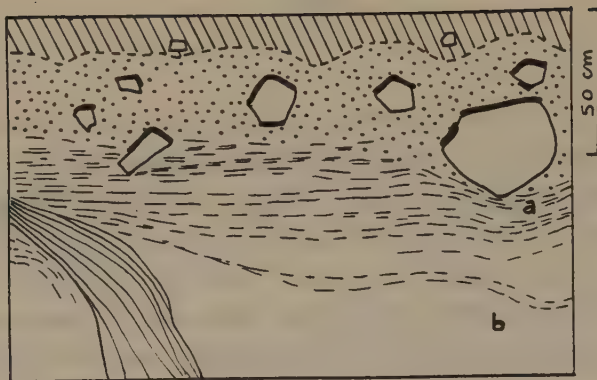
Le pointillé matérialise le démarrage des fauchages.

A droite, expression graphique du vecteur déplacement (v) selon la profondeur (p).

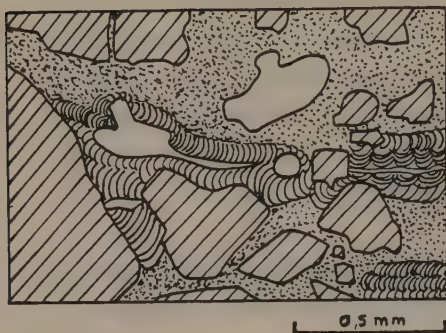
Dans le second, une grande différence de vitesse existe entre le déplacement superficiel et celui de la base, ce qui conduit à penser qu'il y a eu "un plus grand nombre de cycles gel-dégel "épidermiques" et une évacuation plus rapide des eaux de fusion ce qui limite l'amplitude verticale du mouvement de masse". Ainsi c'est la différence d'exposition entre le Sud et l'Est, qui, commandant le nombre de cycles gel-dégel, explique les caractéristiques variées des structures laissées par la glace de ségrégation. Comme ces variations dans l'allure des fauchages se retrouvent identiques à chaque changement d'orientation, en particulier entre les versants à regard est, et ceux à regard sud, l'origine morphoclimatique de la structure lamellaire ne fait plus de doute. C'est aussi en observant ces variations que l'on évite toute confusion avec des figures de décharge qui, elles, ne tiennent pas compte de l'orientation du versant.

L'étude micromorphologique permet de préciser encore mieux le rôle du gel dans la mise en place de ces arènes et de comparer avec ce qui a été observé dans les limons.

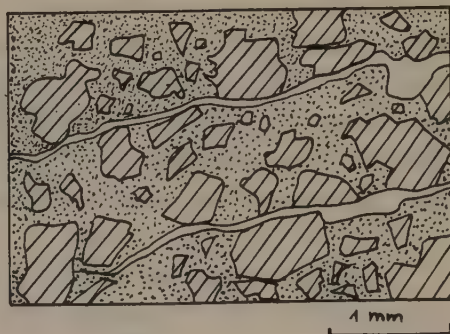
A Sainte-Eulalie (Saint-Chély : 688,6 ; 277,9 ; 1260 m), une coupe complète avec arènes fauchées et formation limoneuse à blocs a déjà servi de terrain d'étude selon des méthodes traditionnelles (R. Coinçon, 1972 et B. Coque-Delhuille, 1978). La fig. 39, A montre la disposition très classique des bandes d'arènes "litées", alternativement grossières et enrichies en fines, étirées vers l'aval et déformées en ondulations chiffonnées sous les plus gros blocs. Une lame mince réalisée en (a), là où le lit gras ondule légèrement, vers 75 cm, met en valeur l'importance de l'enrichissement en fines : une accumulation limoneuse apparaît entre tous les éléments lithiques sous forme d'un remplissage désordonné, et les vides restants ont été en grande partie colmatés par une illuviation surabondante (fig. 39, B). Une autre lame prélevée en (b) vers 1,25 m, fait ressortir l'importance du gel à cette profondeur où l'on note une belle structure lamellaire (fig. 39, C) ; le détail en est précisé sur la figure 39, D où s'expriment la taille des coiffes et la régularité du granoclassement du squelette. Ainsi le rôle du gel-dégel est attesté comme facteur de structuration des arènes, même à cette profondeur, supérieure au mètre.



A



B



C



D

Sainte Eulalie

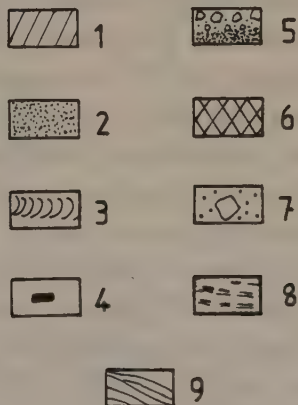


Fig. 39 : Coupe de Sainte-Eulalie.

A- vue d'ensemble. - B- lame mince réalisée en a. - C- lame mince réalisée en b. - D- détail de C.

1. élément lithique. - 2. remplissage limoneux désordonné. - 3. illuviation. - 4. coiffe argilo-limoneuse. - 5. squeletane grano-classé. - 6. horizon humifère. - 7. formation à blocs gélifluée. - 8. arène litée. - 9. filon de porphyrite altéré et étiré.

Au simple rôle du gel-dégel et à celui de la cryoreptation, il convient d'ajouter dans certains cas, la part de la gélifluxion pour comprendre certaines particularités des arènes litées. Des structures de type gélifluxion se retrouvent en effet dans les arènes chaque fois qu'en leur sein existent des passages riches en blocs. Ces derniers ont souvent été interprétés comme représentant des récurrences des formations à blocs de surface et par conséquent des épisodes chronologiquement séparés. En fait, leur étude précise montre qu'il s'agit d'un phénomène interne aux arènes litées : celles-ci, d'abord fauchées, sont ensuite étirées sur le versant par la cryoreptation ; en bout de course, là où il y a plus de fines et plus d'eau disponible, l'étirement peut être remplacé exceptionnellement par une rotation des particules, avec une véritable gélifluxion. Dans ce cas, l'aspect des arènes enracinées déplacées par le gel est peu différent de celui des formations de surface, de type "convoy limoneux à blocs".

A partir des caractères des arènes litées ainsi définis, on peut suggérer les conditions de leur mise en place :

- elles nécessitent un froid marqué avec des alternances de gel-dégel pénétrant profondément dans le sol, mais il n'y a pas eu de pergélisol comme en témoigne la régularité de la structuration lamellaire de plus en plus épaisse vers le bas.

- elles nécessitent, en outre, une ambiance humide pour expliquer une circulation d'eau importante dans une formation arénacée très drainante. Les apports en limons et argiles qui forment les "lits gras", signalés dans ces arènes, ne peuvent d'ailleurs se comprendre qu'en faisant appel à une circulation oblique abondante.

b/ Les "convois limoneux" à blocs.

Leur caractère de matériaux déplacés en masse apparaît nettement dans leur structure. Tous les éléments lithiques, quelle que soit leur taille, y compris les plus fins, sont recouverts par des coiffes de matériel limono-argileux. La présence de coiffes sur plusieurs faces, généralement deux ou trois, atteste bien qu'il y a eu rotation des matériaux dans la mesure où elles n'ont pu se déposer, au départ, que sur la face supérieure de ces derniers . De

nombreux agrégats, formés de matrice fine ou d'un assemblage matrice-particules lithiques, ont pris une structure "en boulette", ces "boulettes" étant le plus souvent elles-mêmes couvertes de coiffes. Les phénomènes sont suffisamment marqués pour que l'étude macromorphologique suffise, en général, pour un bon diagnostic.

En observation microscopique, à l'intérieur des coiffes, apparaissent des micro-érosions et des micro-stratifications ; ces microstructures prouvent que le fonctionnement des processus a été saccadé dans le temps et qu'un grand nombre de phases a été nécessaire pour leur mise en place. De tels caractères s'accordent avec une dynamique de type gélifluidal.

Parfois, ce type de formation "en boulette" est "recoupé" par une structure lamellaire créée par la glace de ségrégation en fonction des simples mécanismes de gel-dégel. De véritables "coiffes" allongées relient les agrégats entre eux. Cette dernière structure, relativement peu visible correspond à un épisode mineur et tardif qui doit être associé aux ultimes épisodes de gel-dégel, une fois la stabilisation du versant accomplie.

Les conditions de mise en place des matériaux géliflués semblent plus rigoureuses que celles des arènes fauchées. Il est logique de faire appel à une ambiance climatique très froide, de milieu continental. Les caractères de la gélifluxion font penser à une évolution de type couche active avec présence d'un gélisol saisonnier. Lors du dégel, toute la partie supérieure du versant se gorge d'eau et flue alors lentement.

Dans certains cas, la structure "en boulettes" est si poussée que l'on a une sorte de bouillie avec de nombreux éléments de coiffes disséminés dans la matrice. Ces secteurs s'expliquent par une teneur en eau telle qu'elle a permis le franchissement du seuil de liquidité, ce qui a provoqué des coulées boueuses individualisées au milieu du versant à gélifluxion généralisée.

Nos recherches montrent donc que l'on retrouve dans les formations arénacées de Margeride, des structures et des microstructures associées à la formation de glace très proches de celles observées dans les limons de l'Europe du Nord-Ouest. Il devenait alors important d'en continuer l'étude dans le reste de

notre terrain. Les résultats en sont présentés tout au long de l'analyse régionale et puis repris dans une synthèse concernant la plus grande partie du Massif Central.

A partir des premières observations réalisées en Margeride, quelques réponses aux problèmes posés par les études antérieures peuvent être apportées. Il est désormais incontestable, et les études régionales l'ont confirmé, que les deux types de formations généralement superposées sont des héritages d'origine froide, même si elles témoignent de conditions climatiques légèrement différentes les unes des autres. De même, la discontinuité structurale qui les sépare est marquée et les études régionales montreront qu'elle ne peut plus être mise en doute. L'apparition de formations à blocs au sein de l'arène litée, phénomène rare, prouve l'existence de dynamiques complexes dans le remaniement des arènes par le froid.

En ce qui concerne le vocabulaire, nous emploierons pour la suite de l'étude les termes suivants définis en fonction d'une valeur génétique tenant compte du processus fondamental :

- formation gélifluée à blocs pour désigner les formations argilo-limono-sableuses à blocs mises en place par la gélifluxion (= convois à blocs).

- arène gélimobilisée pour englober toutes les arènes ayant subi une modification de leur structure sous l'effet de la glace de ségrégation.

- à l'intérieur des arènes gélimobilisées, on parlera d'arène fauchée lorsque l'enracinement est visible, d'arène litée lorsque ce n'est pas le cas et d'arène fluée dans le cas d'un déplacement avec rotation des constituants de l'arène (ce qui crée la fausse concurrence de formations à blocs au sein de l'arène).

CHAPITRE II - L'EVOLUTION DES VERSANTS RAIDES A CORNICHES :
CRYOCLASTIE (1), EBOULIS ET TABLIERS DE BLOCS.

Comme nous l'avons vu dans la première partie de l'étude, les versants raides à corniches n'apparaissent que dans des cadres lithologiques particuliers : massif du Cantal et localement, Velay oriental, là où la structure hétérogène superpose des couches dures et des couches moins résistantes. Ces versants sont pratiquement absents des régions granitiques dans lesquelles on ne les trouve que sur la bordure cévenole dominant les pentes ravinées des grandes vallées encaissées.

Dans tous les cas, ces versants irréguliers sont couverts, au pied des parois raides, de nappes de matériaux plus ou moins étendues. Il nous faut voir comment ces matériaux ont été détachés depuis la roche saine et comment ils ont été ensuite remobilisés sur le versant.

A- Le détachement des matériaux : décohésion, éboulement, désagrégation granulaire, cryoclastie ?

Quand on interroge aujourd'hui les parois rocheuses des coulées basaltiques du Cantal, il est bien difficile d'avoir une idée exacte des processus qui ont abouti à la réalisation des puissantes accumulations de débris qui sont situées à leur pied. Certains de ces processus fonctionnent encore aujourd'hui, d'une façon atténuée mais ce fonctionnement n'est en aucun point comparable à ce qu'il a dû être lors des périodes de paroxysme, en particulier lorsque régnaient des conditions froides dans nos régions.

(1) Cryoclastie et gélifraction seront employés alternativement dans le cadre de cet ouvrage, avec le même sens, comme il est d'usage dans la communauté scientifique française.

Aussi devons-nous nous contenter d'émettre des hypothèses pour certains d'entre eux (importance de la désagrégation granulaire) tandis que la part de certains autres (cryoclastie) peut être plus facilement précisée. La difficulté est encore accrue par le fait que les divers processus fonctionnent en relais et que le détachement des blocs est fréquemment le résultat d'une combinaison de processus : c'est ainsi que la décohésion peut intervenir, bien qu'à des échelles différentes, dans le départ d'un gigantesque éboulement et dans la mise en mouvement d'un bloc isolé, par effet de coin de glace.

Le phénomène éboulement a pris une grande importance dans l'évolution des bordures de coulées tant basaltiques que trachy-andésitiques, en raison du macrodiaclasage qui les affecte. Ce processus s'est surtout exprimé, dans les régions englacées comme le Cantal, une fois la déglaciation effectuée, aussi mettrons-nous l'accent sur le rôle des éboulements dans l'évolution des versants au Livre III qui traite de la période holocène. Toutefois les phénomènes de décohésion d'échelle métrique ou plurimétrique qui ont affecté les coulées bien prismées à l'époque du maximum d'attaque des versants (tardiglaciaire ?) méritent d'être étudiés dès à présent.

Les bordures de coulées qui présentent de véritables colonnades séparées par des diaclases franches et ouvertes ont été l'objet de nombreux déséquilibres provoquant la chute de pans entiers de prismes empilés, principalement lors du maximum de fonte glaciaire. Les colonnades se retrouvent, après leur chute, presque intactes au pied de la paroi, simplement disloquées par le choc qui provoque leur tronçonnage en prismes réguliers, l'agencement initial pouvant être facilement reconstitué. Près du Lac des Sauvages (Cantal, Nord de Murat), il suffit de se promener sur le vaste champ de blocs qui s'étend à proximité de la ferme Barthoumio pour reconnaître les grands "tuyaux d'orgues" qui jonchent le sommet de l'accumulation de blocs et qui proviennent de la corniche toute proche. Intégrés dans les dépôts qui gisent au pied de la corniche, les paquets éboulés sont progressivement disloqués à la faveur du glissement de l'ensemble des matériaux ou d'une attaque par la cryoclastie. Dès lors il devient impossible de les distinguer du reste et toute tentative de quantification est

vouée à l'échec. Seules les entailles laissées sur la corniche permettent une approche du problème.

L'importance des éboulements apparaît aussi dans le cas des grands versants "structuraux" des roches cristallines, en partie parallèles à un système de diaclases obliques ou courbes. C'est le cas dans la plupart des petits "cirques" du Tanargue, perchés au-dessus des vallées de l'Ardèche, du Lignon et de la Baume. Un bon exemple est fourni par le cirque des Crémades logé sur le rebord est du plateau des Valadous. Taillé dans les migmatites massives, le mur du cirque laisse voir un système de diaclases où dominent les directions sub-verticales. De nombreux blocs de taille métrique ou plurimétrique sont en équilibre précaire dans la mesure où le versant recoupe le système de diaclases (P. Birot, 1981, p. 36). On comprend aisément que l'amas de blocs situé au pied de la corniche doit l'essentiel de ses apports aux phénomènes de décohésion tandis que la part du gel a été forcément faible, ne serait-ce que compte tenu de l'englacement tardif du cirque (fig. 40).

A l'opposé quant à la taille des matériaux fournis, la désagrégation granulaire a dû être un type de fragmentation fréquent, mais nous sommes incapable d'en montrer l'importance. Si l'on en juge par ce qui se passe aujourd'hui, les roches qui connaissent le plus ce type d'évolution sont les granites, en particulier ceux qui présentent des grains grossiers et hétérogènes, comme le faciès porphyroïde de Margeride ou du Mont Lozère. Les brèches volcaniques, lorsqu'elles affleurent, sont elles aussi affectées par cette évolution. La désagrégation granulaire contribue à alimenter la fraction fine des manteaux de débris qui jonchent le pied des versants raides mais sans que l'on puisse préciser la part exacte qui lui revient. Cette désagrégation est consécutive à l'action de processus qui agissent en relais, processus "liés à des migrations ou à des changements d'état de l'eau contenue dans la roche" comme la cryoclastie ou les alternances humectation-dessiccation (P. Birot, 1981, p. 48).

La gélifraction a sans doute été le processus d'attaque le plus répandu. En effet, les conditions climatiques nécessaires aux

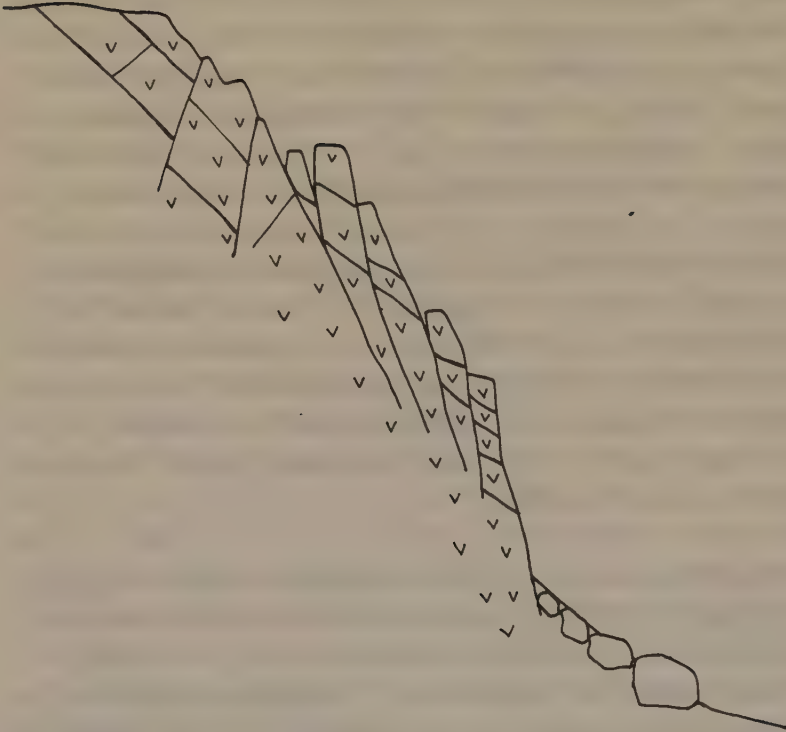


Fig. 40 : Diaclases majeures et versant dans le Cirque des Crémades.
(Tanargue).

L'écartement des diaclases est métrique.

phénomènes de gélifraction ont été vraisemblablement remplies lors de la Dernière Période froide et le phénomène s'est manifesté avec une certaine intensité au détriment des versants raides irréguliers, à chicots rocheux, chaque fois que ceux-ci bénéficiaient à l'amont d'une bonne alimentation en eau. En témoignent, les immenses champs de blocs qui frangent le pied des corniches et des parois rocheuses dans la plupart des grandes vallées cantaliennes et qui ne peuvent pas être entièrement attribués aux phénomènes de décohésion. Les parois ont été attaquées par le gel et des blocs détachés : c'est le rôle de la macrogélifraction que l'on met facilement en évidence sur le terrain. Au contraire, la part de la microgélifraction est moins aisée à démontrer sur le terrain et pourtant, dans la mesure où elle fournit des éléments fins, son importance est primordiale pour toutes les dynamiques ultérieures. Les expériences réalisées en laboratoire nous permettront de voir qu'elle participe à l'alimentation en fines des manteaux de débris.

Décohésion et gélifraction sont donc les deux phénomènes qui ont le plus contribué à l'évolution des versants. Il est tout à fait artificiel de vouloir séparer leur action, dès lors que l'on parle de phénomènes de même échelle, celle du bloc, celle de l'intervalle entre deux diaclases. Dans ce cas, les mécanismes travaillent dans le même sens, se complètent : le mince "coin" de glace qui pénètre la diaclase décale progressivement le bloc jusqu'à ce que celui-ci soit mis en mouvement. De plus, le départ de blocs, ça et là sur une corniche raide ne peut manquer d'entraîner des déséquilibres qui provoquent alors la chute de pans entiers de rochers. Il faut ajouter que les deux mécanismes s'inscrivent dans une chaîne ou interviennent d'autres processus comme l'altération ou le ruissellement. L'ensemble de ces processus et leurs inter-relations ont été mis en évidence dans le cadre d'observations *in situ* conduites au cours de l'étude des dynamiques actuelles. Les résultats seront présentés ultérieurement dans le cadre de cet ouvrage (voir Livre III).

Dès lors que les mécanismes actifs sur une paroi sont la gélifraction et la décohésion, on comprend que le détachement des blocs se fasse selon la trame structurale, c'est-à-dire d'abord en

fonction du diaclasage visible. Dans toutes les études granulométriques d'éboulis hérités se vérifie la concordance presque parfaite entre le diaclasage "majeur" de la roche et la taille des gélifracsts les plus grossiers. C'est toujours la structure de la roche qui est exploitée : partout se vérifie l'opposition bien connue entre les gélifracsts grossiers et mal équarris fournis par les granites massifs, et les gélifracsts en plaquettes fines des schistes (J. Tricart et A. Cailleux, 1967, p.128).

Il faut insister sur cette exploitation par le gel des discontinuités plus ou moins exprimées à l'intérieur des roches massives telles que les roches cristallines ou volcaniques. C'est d'abord la nature du réseau de diaclases qui conditionne l'évolution par le gel. Nous avons déjà montré (B. Valadas, 1975) que "la gélifraction (actuelle) fournit des matériaux dont la taille correspond exactement au macrodiaclasage de la roche, à l'écartement des diaclases visibles". Il en a été de même lors de la Dernière Période froide.

Plusieurs exemples aux caractères contrastés peuvent être donnés. A Roche Monteix, près de Cheylade* (Nord du Cantal) un neck de basalte présente, du fait d'une prismation très poussée, un diaclasage dont la maille très serrée est de l'ordre de la dizaine de centimètres. L'éboulis situé au pied présente des gélifracsts dont les dimensions sont identiques (10 x 10 x 10 cm).

A Brugiroux, près de Murat (Cantal), le point coté 1261 est une bouche basaltique qui se présente aujourd'hui sous la forme d'un neck aux pentes raides (35 - 36°). Le diaclasage y est extrêmement serré : en général 10 - 12 cm, pouvant atteindre 30 cm pour les écartements les plus importants. Dans le vaste tablier de blocs qui frange le versant occidental, les gélifracsts sont de petite taille : en moyenne 5 cm d'épaisseur et de 10 à 20 cm pour les deux autres dimensions ; quelquefois, la plus grande dimension atteint 30 cm ; toutes les tailles inférieures existent.

Au contraire, près du Lac des Sauvages, les blocs ont une dimension voisine de 40 x 50 cm, ce qui est grossièrement conforme à l'écartement des diaclases sur le front de la coulée. De même, dans la vallée de Jaujac, sur le versant nord du Tanargue, les blocs de granito-gneiss sont pluridécimétriques, en accord avec la structure.

Comme il est bien rare qu'un affleurement rocheux soit uniforme sur de grandes distances, les blocs détachés présentent latéralement de grandes différences de taille en fonction des variations structurales dans la corniche (bandes fortement diaclasées au milieu de secteurs massifs ou inversement). Il est donc fréquent d'observer le détachement concomitant de gros et de petits gélifracsts. Dans le cas d'intercalations de bancs de cendres volcaniques ou de panneaux de granite altéré, le gel a pu provoquer le départ de particules fines. De ce fait, macro et micro-gélifractions (entendu au simple sens descriptif du terme) peuvent affecter ensemble la même paroi, au même moment. Le phénomène se poursuit sur les blocs déjà détachés selon des processus identiques mais à une échelle différente.

Le pourcentage des fines est tout à fait lié aux matériaux origine de la paroi : les roches susceptibles d'arénisation donnent une abondance de sables fins, limons et argiles avec quelques blocs correspondant aux coeurs rocheux restés sains ; de la même façon, les brèches volcaniques fournissent des matériaux de petite taille qui proviennent des projections basaltiques incorporées initialement dans les pyroclastites.

Dans ces conditions, il est bien difficile de déduire, à partir de la seule observation de la taille des gélifracsts, le type climatique de gel/dégel. L'importance du facteur structure est telle qu'au travers du maillage des diaclases, il gomme les autres influences. Ce sont des remarques qui rejoignent celle de Y. Guillien (1970) pour qui la fraction fine est liée au faciès de la roche.

Il est bien évident aussi que toutes les fines observées aux pieds des parois ne proviennent pas d'une gélifraction primaire ; le processus se poursuit sur les blocs détachés, en surface des manteaux de débris. Dans tous les exemples cités ci-dessus existent des matériaux fins qui ne correspondent plus au diaclasage de la roche et qui sont liés à la poursuite de la fracturation par le gel.

Une fois les blocs libérés de la paroi, ils s'accumulent au pied du versant et subissent des transports de nature variée. Des éboulis de gravité pure aux "tabliers de blocs amorphes", il faut maintenant montrer les modalités des morphodynamiques qui les affectent.

B- La rareté des éboulis de gravité pure.

Dans ce type de formation, les gélifracsts, une fois détachés, se mettent en place sous la seule action de la gravité. Leur déplacement individuel sur la pente est donc fonction de leur taille et de leur forme. Les blocs les plus gros, du fait d'une énergie cinétique importante, ont tendance à aller plus loin que les blocs plus petits. De même, les blocs arrondis ou en forme de pavé parcourent des distances plus importantes que les dalles plates peu épaisses. Il s'ensuit un granoclassement longitudinal avec les éléments les plus fins au sommet de la formation et les plus grossiers au pied. Ce granoclassement longitudinal est rarement parfait car il est peu fréquent que la gravité intervienne seule. Le plus souvent, il faut parler "d'éboulis mixtes" (au sens de J. Tricart, 1967, p. 332), car d'autres phénomènes prennent le relais de la gravité, en particulier la neige qui favorise le glissement des blocs. Les éboulis sont alors étalés, les blocs uniformément répartis quelle que soit leur taille.

Dans le cadre régional étudié au cours de cet ouvrage, les éboulis de gravité pure sont relativement rares. Présentons rapidement leur répartition : ils sont totalement absents du Limousin et de Margeride, et d'extension très réduite au Mont Lozère ; nombreux en Velay oriental et au Tanargue, ils ne deviennent abondants que dans le Cantal. Les raisons d'une distribution si tranchée sont dépendantes, au départ, du paramètre lithologique :

- on n'observe de beaux éboulis que dans le cas des roches massives, diaclasées, saines. Soumises à l'action du gel, elles seules sont capables de fournir des blocs "se tenant bien", quelle que soit la taille de ces blocs.
- il faut aussi que ces roches aient été capables d'évoluer antérieurement à la cryoclastie en conservant des versants raides à corniches rocheuses.

La meilleure disposition possible correspond aux "coulées" de basalte ou d'andésite, superposées à des roches plus tendres (granite altéré, sédiments tertiaires, terrains volcano-sédimentaires).

Le cas est fréquent dans le Cantal où se multiplient, tout au long des vallées, les parois raides et nues ; il se présente aussi en Velay lorsqu'affleurent les raides pointements de phonolites ou les basaltes qui dominent les versants des vallées de l'Allier ou de la Loire. Au contraire, la plupart des granites à structure hétérogène ont été exploités différemment par l'érosion différentielle et n'ont pu fournir de beaux chicots, ce qui explique l'absence d'éboulis tant en Montagne limousine qu'en Margeride ou Mont Lozère. Les migmatites massives coupées de profondes vallées possèdent, elles, parfois, quelques beaux exemples d'éboulis de gravité pure : Tanargue et Artense (vallée de la Rhue) ; au Mont Lozère, les seuls exemples sont dans les roches métamorphiques du cirque de Costeilades.

Les épisodes morphogéniques, antérieurs à la gélifraction, qui s'expriment au travers des données structurales, sont donc fondamentaux pour expliquer la répartition des éboulis de gravité pure. La présence de versants raides, irréguliers, à ressauts rocheux, est la première condition nécessaire à leur existence.

Une telle liaison avec la topographie préexistante exclut de trouver ce type d'éboulis dans une exposition privilégiée. Celle-ci n'existe que lorsque les processus antérieurs ont été eux-mêmes conditionnés par une orientation précise : dans toutes les vallées orientales du Tanargue, les éboulis n'apparaissent que sur les versants tournés au Nord.

Sur le plan climatique, on constate que les éboulis de gravité pure sont plus nombreux dans les régions qui ont été les plus tardivement déglacées. Immédiatement après le départ des glaces et sans doute déjà pendant le déglacement, la gélifraction a été active sur les parois libérées créant à leurs pieds, des cônes de blocs lesquels n'ont pas eu le temps d'être remaniés sur le versant en raison de l'arrivée rapide de températures plus clémentes. Au contraire, dans les régions non englacées ou plus anciennement déglacées, la gélifraction s'est exercée plus longtemps et les processus de versants ont davantage étalé les matériaux ce qui explique l'absence des vrais éboulis de gravité pure, bien que la cryoclastie y ait été active.

En fait, la pratique du terrain montre combien il est difficile de séparer éboulis de gravité pure et éboulis légèrement assis-

tés, ce qui se conçoit aisément puisque le détachement des blocs s'est opéré dans un milieu où la neige était présente et où les versants et les blocs verglacés ne devaient pas manquer. De ce fait, le cheminement des blocs est allongé, la pente de la formation diminue. On passe ainsi progressivement aux éboulis mixtes (J. Tricart) ou éboulis assistés qui sont en fait les représentants les plus fréquents des formations issues de la gélifraction.

C- Les éboulis assistés : éboulis flués avec bourrelets et/ou coulées de blocs.

Ils représentent l'essentiel des éboulis du Cantal, du Mont Lozère ou du Tanargue.

1- Les caractères généraux.

D'un exemple à l'autre leurs caractères sont suffisamment proches pour que l'on puisse les regrouper.

- la taille des blocs est très variable, en fonction du diaclage de la corniche qui leur a donné naissance. D'une manière générale, ils sont un peu plus petits que ceux des éboulis de gravité pure ; on ne retrouve jamais en leur sein les pans entiers de corniche éboulés qui existent dans les éboulis simples. Une gélifraction secondaire et l'action des mouvements d'ensemble sont venus à bout de ces gros éléments qui ont été morcelés.

- l'homogénéité lithologique est de rigueur.

- la taille des blocs décroît depuis la surface jusqu'en profondeur où apparaît une matrice fine qui se mélange aux éléments de base. En dehors de la base, la structure est partout open-work.

- l'épaisseur est difficile à apprécier, mais elle est faible, variant d'environ 1 m à l'amont à 4-5 m à l'aval, au maximum.

- le plus souvent, les blocs sont engrenés les uns dans les autres et, de ce fait, la stabilité actuelle de la formation est bonne. Elle est meilleure avec de gros constituants qu'avec de petits éléments. La colonisation végétale est fonction de cette

stabilité et son état d'avancement est très variable suivant les régions : à lithologie et exposition comparables, elle peut constituer un critère pour l'établissement d'une chronologie relative (valable pour les derniers mouvements de la formation).

- les éboulis se logent au pied de corniches qui sont généralement moins marquées que celles associées aux éboulis vrais comme si, du fait d'une plus longue attaque, le matériel disponible commençait à s'épuiser. Dans certains cas, comme au Mont Lozère, la corniche est pratiquement absente, elle se réduit à la base d'un tor généralement démantelé. La partie amont de l'éboulis est séparée de la corniche par un large espace bien végétalisé.

- l'éboulis prend une allure légèrement concave dans sa partie médiane et, au contraire, en bourrelets convexes de taille métrique, bien marqués à l'aval. Longitudinalement, plusieurs familles de bourrelets peuvent être observés ; ils sont alors séparés par des creux avec de légères contrepentes. Parfois, des bourrelets ou des coulées de blocs isolés peuvent être détachés à plusieurs dizaines de mètres, en aval de la formation.

- latéralement, de part et d'autre de l'éboulis évolué, on passe brutalement à une formation gélifluée à blocs au sens défini dans le chapitre précédent.

2- Les conditions de mise en place.

La mise en place nécessite des conditions légèrement différentes de celles des éboulis simples, elle implique en particulier, une durée beaucoup plus longue. Il faut bien sûr une importante gélifraction sur la corniche fournissant les débris et en même temps des dynamiques capables de faire progresser l'ensemble vers l'aval. N'oublions pas qu'une partie de ces dynamiques se produit dès la chute des blocs, dans la mesure où, comme nous l'avons déjà noté, la chute se réalise sur neige ou sur blocs verglacés.

Dans certaines conditions, de pente forte en particulier, des mouvements ont pu se produire "à sec", sous l'effet de surcharges liées à l'apport continu de gélifracsts, provoquant des déséquilibres dans la masse. Mais l'essentiel s'est fait en glissant sur la

semelle de matériaux fins sur laquelle reposent et se mélangent les blocs. Ces formes étant toutes héritées, il est impossible d'en connaître le fonctionnement exact par observation directe et nous devons donc reconstituer les mécanismes par un effort de réflexion. Pour que le mouvement puisse se produire, il a fallu que la "planche" de matériaux fins sous-jacents atteigne le seuil de plasticité. Une lente et forte imbibition liée à la fonte de plaques de neige logées sous la corniche peut-elle être suffisante pour provoquer un léger mouvement d'ensemble vers le bas ? Faut-il faire intervenir des phénomènes de gel du sol provoquant, eux aussi, lors du dégel, une forte imbibition et peut-être, le décollement de l'horizon superficiel sur une partie toujours gelée en profondeur ? Il est difficile de trancher. Dans les deux cas, le poids des matériaux peut abaisser la valeur des seuils nécessaires à la mise en mouvement. Il se peut aussi que des phénomènes de verglas ou de neige gelant dans les interstices entre les blocs interviennent pour expliquer des mouvements localisés.

La dynamique principale peut être assimilée à un fluage ; c'est pour cela qu'il nous a paru intéressant de reprendre le terme d'éboulis flué (au sens de B. Francou, 1981).

Quel que soit le mécanisme, il s'agit d'un phénomène de masse entraînant toute, ou partie de la formation. Toutefois, à l'intérieur de cette formation, des mouvements différentiels se produisent en fonction de conditions locales légèrement différentes (plus de fines, imbibition plus forte, charge accrue en blocs). Ce sont ces mouvements qui sont responsables de la création des bourrelets en relais ou des coulées de blocs qui se sont échappées vers l'aval.

Les bourrelets peuvent avoir des dimensions très variables : de 2 à 3 m de large jusqu'à 40-50 m. En arrière, existe toujours un creux assez bien marqué (de 1 à 2 m de profondeur). Le front du bourrelet dont la hauteur varie de 1 à 3 m, présente une pente forte, supérieure à 30°, avec de nombreux blocs redressés, en échelon les uns par rapport aux autres, ce qui témoigne bien de la poussée longitudinale subie. Chaque front présente une belle convexité tournée vers l'aval. Le nombre des bourrelets est variable en fonction de la taille de l'édifice : il nous a été possible d'en compter, dans certains cas, plus d'une dizaine, tant latéralement que dans le sens

de la pente. A l'inverse, les plus petits éboulis évolués ne possèdent qu'un unique bourrelet à l'aval.

Les coulées de blocs individualisées à l'aval des éboulis flués peuvent être étudiées séparément. De longueur variable, elles atteignent parfois 100 m pour une largeur de 10 ou 20 m, mais sont généralement beaucoup plus réduites ; elles se terminent toujours par un amoncellement de blocs dominant un beau bourrelet de "sol" (matrice fine plus blocs) qui traduit bien la poussée. L'entourage du bourrelet contenant des fines est bien végétalisé tandis que la coulée proprement dite est open-work. Toute la partie amont de la coulée s'inscrit dans un léger creux allongé dans le sens de la pente tandis qu'à l'aval, le secteur en bourrelet domine le reste du versant. L'aspect très frais de la formation implique un fonctionnement récent mais qui ne semble pas toutefois actuel (aucune déchirure dans la pelouse, présence d'arbustes âgés en bordure). Il est donc difficile de se prononcer sur les mécanismes de fonctionnement. Ils sont très proches de ceux des bourrelets mais ils s'en séparent légèrement dans la mesure où le cheminement est beaucoup plus long. Il semble que l'on puisse les comparer aux grandes langues de gélifluxion que l'on observe, actives aujourd'hui, plus haut en altitude dans les Alpes françaises (Vanoise, Chambeyron, Col du Lautaret).

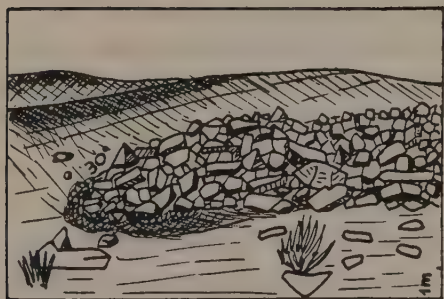
Moins visibles, mais sans doute efficaces sur un plan morphogénique, sont les dynamiques qui affectent individuellement les blocs, au sein de l'éboulis. Dans ce cas ce sont surtout les processus actuels qui nous renseignent sur les évolutions passées. On devine plus qu'on ne démontre, le rôle de la gélifraction secondaire attaquant les blocs : toutefois, dans certains cas, on peut rapporter géométriquement des éclats centimétriques à leur bloc d'origine. On a alors la preuve qu'il s'agit bien d'une gélifraction réalisée dans l'éboulis, postérieurement à l'incorporation du bloc au sein de la masse. Bien sûr aucune preuve du même type ne peut être produite en ce qui concerne la fraction fine.

De même, des blocs peuvent être redressés voire retournés par des phénomènes de gel différentiel en surface d'éboulis.

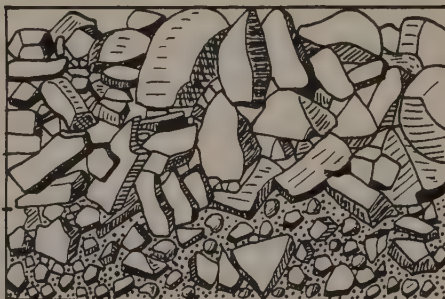
Difficiles à mettre en évidence et à quantifier, ces processus



A



B



C

Fig. 41 : Eboulis flué de la route forestière de Mazoyer ; Mont Lozère, flanc sud (1450 m).

A- vue d'ensemble.

B- détail sur la terminaison en bourrelets.

C- coupe dans le bourrelet terminal.

individuels présentent pourtant une importance fondamentale pour l'évolution de l'éboulis, ne serait-ce que parce qu'ils sont responsables de la fabrication de la plus grande partie des fines.

3- Etudes d'exemples.

a/ Exemples d'éboulis évolués simples.

Quelques exemples méritent d'être étudiés en détail.

Au Mont Lozère, le long de la route de Mazoyer, au pied du point coté 1482, s'étale un bel ensemble d'éboulis flués à bourrelets (200 m de large sur 400 m de long). La pente d'ensemble est de l'ordre de 9-11°, mais avec de nombreuses variations locales comme le montre la figure 41, A : à l'amont, elle est de l'ordre de 21-22° ; à l'aval, elle atteint à peine 7-8° ; l'extrémité du bourrelet dépasse 30° tandis qu'en arrière, un léger secteur présente une contrepente. La naissance de l'éboulis se fait à partir d'un chicot rocheux, sans doute un ancien tor dont il ne reste que la racine. Les blocs sont anguleux, grossièrement équarris et de grande taille, avec souvent une ou deux de leurs dimensions supérieures au mètre. Le bourrelet terminal, qui domine de 2 à 3 mètres la topographie environnante, a poussé devant lui une accumulation de matériaux appartenant au reste du versant : blocs et fines mêlés, lesquels sont bien couverts de végétation. (fig. 41, B). Une coupe ouverte dans le front (fig. 41, C) montre la structure parfaitement open-work pour la partie supérieure (2 m visibles) avec de très gros blocs bien encastrés les uns dans les autres tandis qu'à la base, les blocs sont plus petits et se mêlent à des fines qui deviennent abondantes. La disposition des blocs est quelconque ; on peut tout de même remarquer quelques éléments redressés en particulier ceux qui présentent la forme la plus plate. L'environnement latéral est celui de formations gélifluées à blocs peu épaisses.

A



B



C



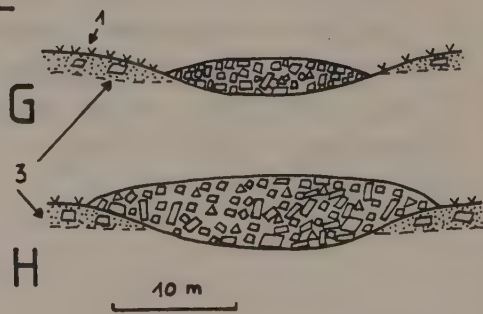
D



E



F



G

H

b/ Exemples d'éboulis flués composites.

Situé près du Col de Prat de Bouc dans le Cantal, le Puy de Grandval est un épanchement basaltique qui culmine à 1648 m entre les vallées de l'Epie et du Brezons. Sur son flanc sud-ouest, un immense éboulis a été redistribué sur tout le versant, sur 160 à 180 m de dénivellation (fig. 42 A). L'amont du tablier de blocs actuel est séparé du chicot rocheux qui forme le sommet par une bande végétalisée d'au moins 50 m de large. Ce tablier de blocs est formé de gros éléments (0,50 x 0,50 m pour les plus gros, parfois, 0,75 m) avec une structure open-work et une absence de granoclassement le long de la pente. Une telle physionomie contraste avec les formations gélifluées à blocs bien végétalisées qui couvrent latéralement le versant et dont on n'aperçoit que les gros blocs qui trouent sol et couverture végétale.

Fig. 42 - L'éboulis flué complexe du Puy de Grandval (Cantal).

A- vue d'ensemble sur le versant sud-ouest (la dénivellation est de l'ordre de 200 m entre le sommet et le chemin. La pente est voisine de 27-28°).

B- détail montrant les tabliers de blocs superposés au pied du pointement sommital (la distance est d'environ 150 m entre le pied du pointement et l'aval du tablier inférieur).

C- détail montrant le passage entre un tablier de blocs et une coulée de blocs (la longueur de coulée représentée ici est d'environ 50 m).

D- détail sur l'extrémité aval d'un tablier de blocs (le marteau dont le manche fait 28 cm donne l'échelle).

E- détail sur une coulée de blocs isolée (longueur 30 m).

F- coupe schématique montrant la disposition longitudinale de l'éboulis flué sur le versant (pente d'ensemble 27-28°. La hauteur du bourrelet a été exagérée).

G- coupe schématique transversale à l'amont d'une coulée de blocs.

H- coupe schématique transversale à l'aval d'une coulée de blocs.

1- surface entièrement couverte par une végétation herbacée.

2- végétation buissonnante (genêt, alisier...)

3- formation à blocs et matrice fine.

L'ensemble de l'éboulis se situe en position de creux légèrement marqué au pied sud-ouest du Puy de Grandval. Sans être très prononcé, il l'est suffisamment pour que la neige s'accumule et demeure en priorité dans cette légère dépression. L'évolution de l'éboulis est à mettre en partie en relation avec le phénomène de suralimentation neigeuse. La dynamique essentielle est un fluage des paquets de blocs sur le versant, mais cette dynamique a pris plusieurs aspects suivant les micro-conditions locales :

- au plus près du chicot rocheux, l'éboulis a été divisé en tabliers de blocs superposés (fig. 42. B). Chacun présente un front raide (fig. 42. D) dominant d'un à deux mètres, le versant avoisinant ; en arrière du front, la pente est faible ; entre chaque tablier l'espace est bien couvert de végétation.

- le coeur de la formation est un immense tablier de blocs qui possède des apophyses sous forme de longues coulées de blocs. Celles-ci sont tantôt reliées au corps du tablier (fig. 42. C), tantôt isolées (fig. 42. E). Elles se terminent à l'aval par un bourrelet convexe bien marqué (fig. 42. F). Elles sont logées dans des sortes de couloirs peu prononcés dans lesquels elles apparaissent en creux à l'amont ; au contraire, à l'aval, elles sont nettement en saillie. Tout se passe comme si elles avaient légèrement raviné le versant (fig. 42. G et H).

La moitié inférieure de l'éboulis flué se trouve au milieu des formations buissonnantes à genêts, alisiers et saules qui atteignent ici 1500-1550 m. Il s'agit d'une frange qui correspond à une partie anciennement couverte par la forêt et défrichée lors de l'extension maximale des pâturages. La fraîcheur des formes des coulées de blocs pourrait alors être mise en relation avec la grande extension des pâturages (XVII^e - XVIII^e siècle), ce qui coïncide avec la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire : c'est de ce moment que daterait le dernier fluage marqué ; l'abaissement des limites climatiques aurait été considérable puisque les versants auraient connu une solifluxion active à partir de 1450-1500 m.

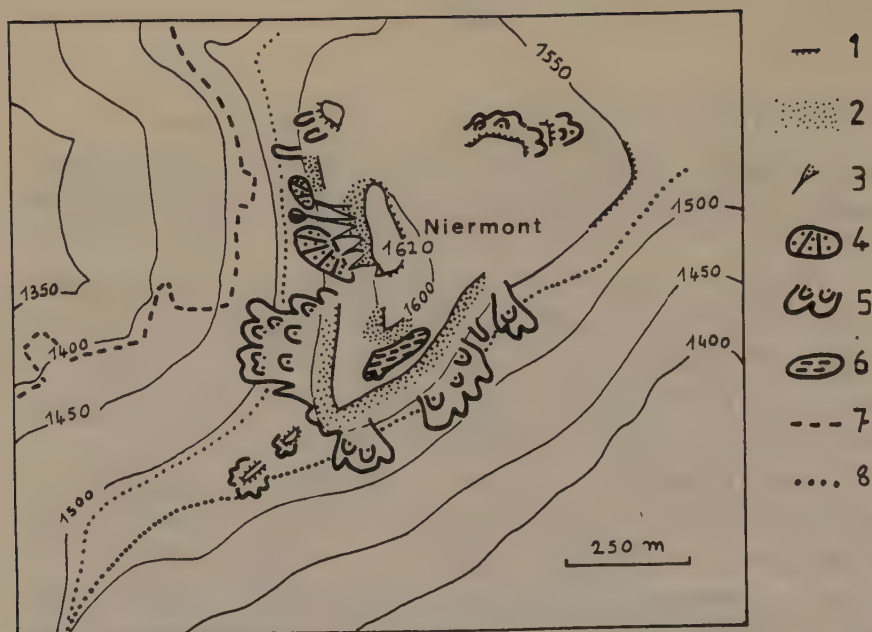
La bouche basaltique du Puy de Niermont qui culmine à 1620 m à l'amont de la planèze du Limon, entre les vallées de la Santoire et de la petite Rhue est un exemple d'éboulis composite

encore plus complexe. Les versants face à l'Ouest et face au Sud sont très pentus au-dessus des deux vallées qui limitent la tête de planèze.

A l'Ouest, au pied de la corniche sommitale, le versant présente une sorte de large creux, vaste niche mal marquée (fig. 43 A). A l'intérieur, un champ de blocs occupe un espace d'au moins 200 m de long sur 150 m de large. Les blocs sont de toute taille, mais peuvent être gros (1,50 x 1,50 m pour certains). La structure est open-work. Plusieurs bourrelets, dont certains ont une taille supérieure au mètre, accidentent ce tablier de blocs et témoignent en faveur des divers mouvements de fluage qui l'ont affecté. A l'intérieur de ces bourrelets, de nombreux blocs sont redressés. Parfois, le tablier est découpé en "cordons" de blocs qui ont évolué comme des coulées bien localisées.

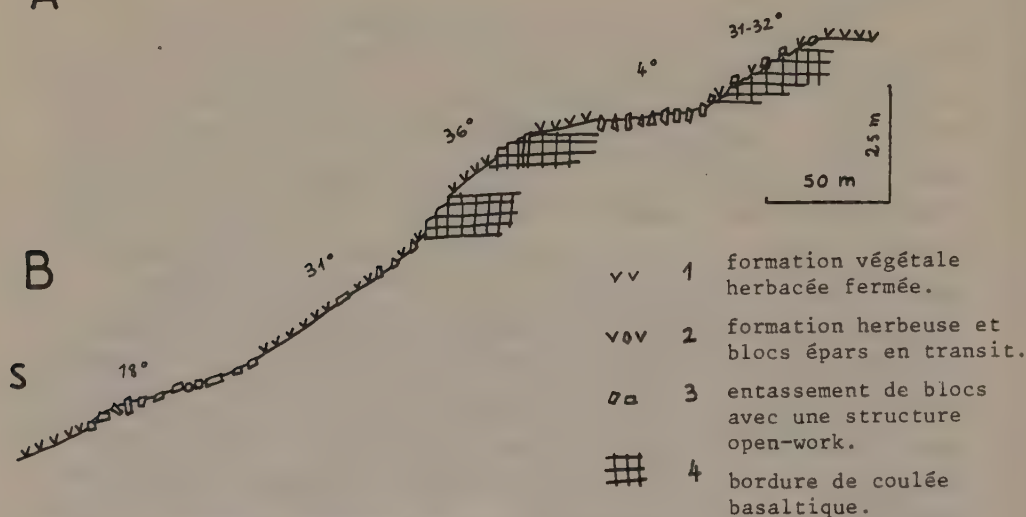
Toujours en position ouest, mais légèrement décalé vers le Nord, bien au pied de la partie la plus vive de la corniche, un éboulis de gravité véritable marque le versant. Sa pente est de l'ordre de $31 - 32^\circ$; les blocs ont une taille qui varie de 10 x 10 cm à l'amont, à 70 x 40 cm pour les plus gros dans la partie aval ; un secteur végétalisé sépare le sommet de l'éboulis du chicot rocheux qui lui a donné naissance. L'éboulis est instable à la marche surtout dans la partie amont où les blocs sont plus petits. Ce critère témoigne de la jeunesse de cet édifice. Une colonisation faible va dans le même sens (pas de tapis de mousses, de rares lichens), ainsi que l'arrivée récente de blocs détachés de la corniche. Il s'agit de la partie la plus récente de l'éboulis composite, une partie qui n'a pas eu le temps de fluer et surtout qui ne dispose pas à l'heure actuelle des conditions nécessaires à ce fluage.

Sur le versant sud, la structure en coulées superposées intervient pour expliquer le caractère composite de l'éboulis. Au pied du chicot sommital (fig. 43 B), un tablier long d'une vingtaine de mètres occupe un replat à pente très faible (4°). Sur ce tablier à structure open-work, les blocs sont posés sur la tranche et redressés à la verticale ; l'axe des blocs est perpendiculaire à la ligne de plus grande pente. La fourniture des blocs s'est faite par le chicot rocheux ; leur disposition est liée aux alternances gel/dégel s'exer-



N

A



B

S

Fig. 43 : L'éboulis composite du Puy de Niermont.

A- Disposition générale :

1. rupture de pente bien marquée correspondant à une bordure de coulée basaltique. - 2. versant à pente forte (31-32°), à demi végétalisé avec blocs en cours de déplacement. - 3. couloir à gélifracfs hérités et actuels en cours de déplacement. - 4. éboulis de gravité simple. - 5. éboulis flués à bourrelets. - 6. tabliers de blocs sur un replat, à blocs redressés sur la tranche. - 7. limite supérieure actuelle de la forêt (artificielle). - 8. limite supérieure d'une formation végétale buissonnante (genêts,...).

B- Coupe sur le flanc sud

çant dans un milieu riche en eau, l'imperméabilisation étant provoquée par un tapis d'argile d'altération. Le rôle du gel et l'élargissement du replat au détriment du chicotfont songer à un replat de cryoplation dont la création serait favorisée par les conditions structurales (coulées de basalte horizontales dont la tranche recule). Vers le Sud-Est, de petits tabliers de blocs étagés (10 m de large x 30 à 40 m de long) correspondent chacun à la bordure d'une des coulées peu épaisses.

La géométrie de l'éboulis flué composite du Puy de Niermont tient compte des données topographiques et climatiques (fluage le plus important dans l'amphithéâtre occidental) mais elle doit aussi beaucoup à la disposition structurale de l'édifice volcanique (coulées superposées donnant des accumulations de blocs étagées). Tout comme au Puy de Grandval, le fluage atteint l'étage occupé par des formations végétales buissonnantes (de 1480 m à 1530 m d'altitude).

Tout le flanc nord-ouest du Plomb du Cantal, sur 250 m de dénivellation, dans une sorte de grand bassin de réception limité par deux ravins élémentaires, est couvert par de longues traînées de blocs qui trouent la pelouse (fig. 44).

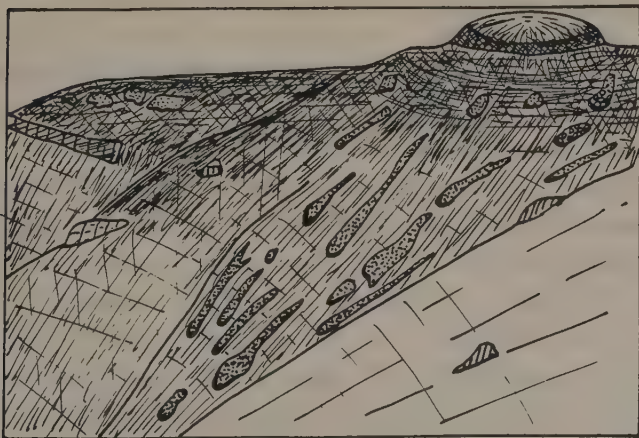


Fig. 44 : Les éboulis flués en longues coulées de blocs, du flanc nord-occidental du Plomb du Cantal.

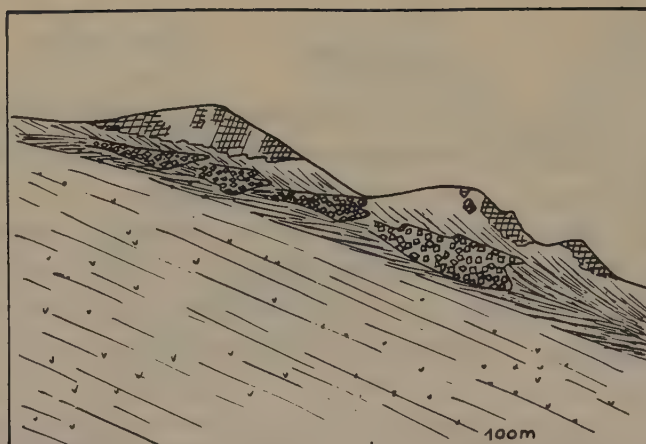


Fig. 45 : L'éboulis flué à tabliers de blocs superposés du versant sud-occidental du Puy Violent.

A- vue d'ensemble.

B- vue de détail sur le front des tabliers superposés (la gentiane au premier plan mesure 50 cm. Au fond, le Puy Violent).

A l'amont, ce sont de vrais éboulis flués avec des bourrelets bien marqués à leur limite inférieure ; à l'aval, ils deviennent des coulées filiformes, larges de quelques mètres et longues de 50 à 70 m. Chacune d'elles est logée dans une sorte de couloir longitudinal très peu marqué. Elles sont séparées entre elles par des espaces entièrement végétalisés. Elles atteignent vers le bas l'altitude de 1600 m, ce qui correspond ici à la limite supérieure des formations végétales buissonnantes.

Au Sud-Ouest du Puy Violent, vers 1500 m d'altitude, s'observent des éboulis évolués à tabliers de blocs superposés. Une série de petits pointements de basalte alignés Nord-Sud est séparée d'un large versant régulier à pente forte (de l'ordre de 20°) par une sorte de gouttière à peine marquée et large d'une cinquantaine de mètres. La fig. 45 montre comment cette gouttière est occupée par quatre petites accumulations de blocs étagées, séparées entre elles par des espaces végétalisés. De même, chaque accumulation de blocs est séparé du chicot adjacent où la roche est à nu par une large bande couverte de végétation. Le reste du versant est occupé par une formation gélifluée à blocs peu riche en matériaux grossiers et disposée très régulièrement.

Ces amoncellements de blocs sont de dimension réduite, de 50 à 70 m de long pour une trentaine de mètres de large. Ils se terminent à l'aval par des bourrelets qui dominent le reste du versant de 1 à 2 m.

La mise en place demeure énigmatique tant pour l'origine des matériaux que pour l'étagement. En l'absence de relations directes avec une corniche, on ne peut savoir s'ils viennent du Puy Violent lui-même ou des chicots rocheux qui le prolongent au Sud-Ouest. Dans le premier cas, il faut imaginer un cheminement longitudinal sur 250 à 300 m, dans l'autre, il faut concevoir un cheminement avec changement de direction puisque l'axe longitudinal des tabliers est perpendiculaire au versant que dominent les chicots. Quant à l'étagement, il faut imaginer le découpage d'un éboulis unique en plusieurs paquets ayant flué sur le versant à des vitesses différentes.

Ce type d'éboulis flué éloigné de la source des blocs et étalé en plusieurs éléments sur le versant nous montre une transition avec les tabliers de blocs que nous étudierons plus loin.

4- Répartition et localisation.

La cartographie de ces formations, à l'échelle d'un massif est délicate en raison de l'immensité du terrain à parcourir, des oublis qui peuvent en résulter et surtout parce qu'il est souvent difficile de trancher objectivement entre des formations voisines dont le passage de l'une à l'autre se fait par des transitions insensibles. Nous n'avons tenté cette représentation que pour le Mont Lozère. La figure 46 montre que la plupart des éboulis flués à bourrelets se situent sur le flanc sud du massif et sur des versants à regard sud-ouest. Les altitudes sont généralement supérieures à 1400-1450 m, sauf vers La Brousse où elles sont légèrement plus basses (1350 m) ; à partir de cette limite inférieure, les altitudes s'échelonnent jusqu'aux plus hauts sommets. La pente d'ensemble des versants est comprise entre 11 et 24°, la plus fréquente entre 15 et 18°.

Les raisons de la localisation sont délicates à trouver et sans doute sont-elles multiples. Tous ces éboulis flués se trouvent sur granite, aussi bien sur granite porphyroïde que sur granite des Signaux ; aucun n'apparaît sur les schistes du flanc nord, pourtant à priori, beaucoup plus favorables. Quant à l'exposition préférentielle face au Sud-Ouest ; il est difficile d'en trouver les causes : tout au plus peut-on dire que les versants face au Sud-Ouest comptent parmi les premiers à être déneigés... Sans doute l'héritage morphologique joue-t-il lui aussi un rôle : les versants méridionaux sont plus pentus, avec des secteurs redressés, bien affouillés localement ; autant de conditions qui ont pu à la fois favoriser la fourniture en blocs et leur déplacement sur le versant.

Dans le Cantal, la plupart de ces formations se situent aussi au-dessus de 1400 m, mais certaines apparaissent dès 1100 m comme c'est le cas près de la ferme Barthoumio, à proximité du Lac des Sauvages. Toutes les orientations sont possibles, aucune n'est préféren-

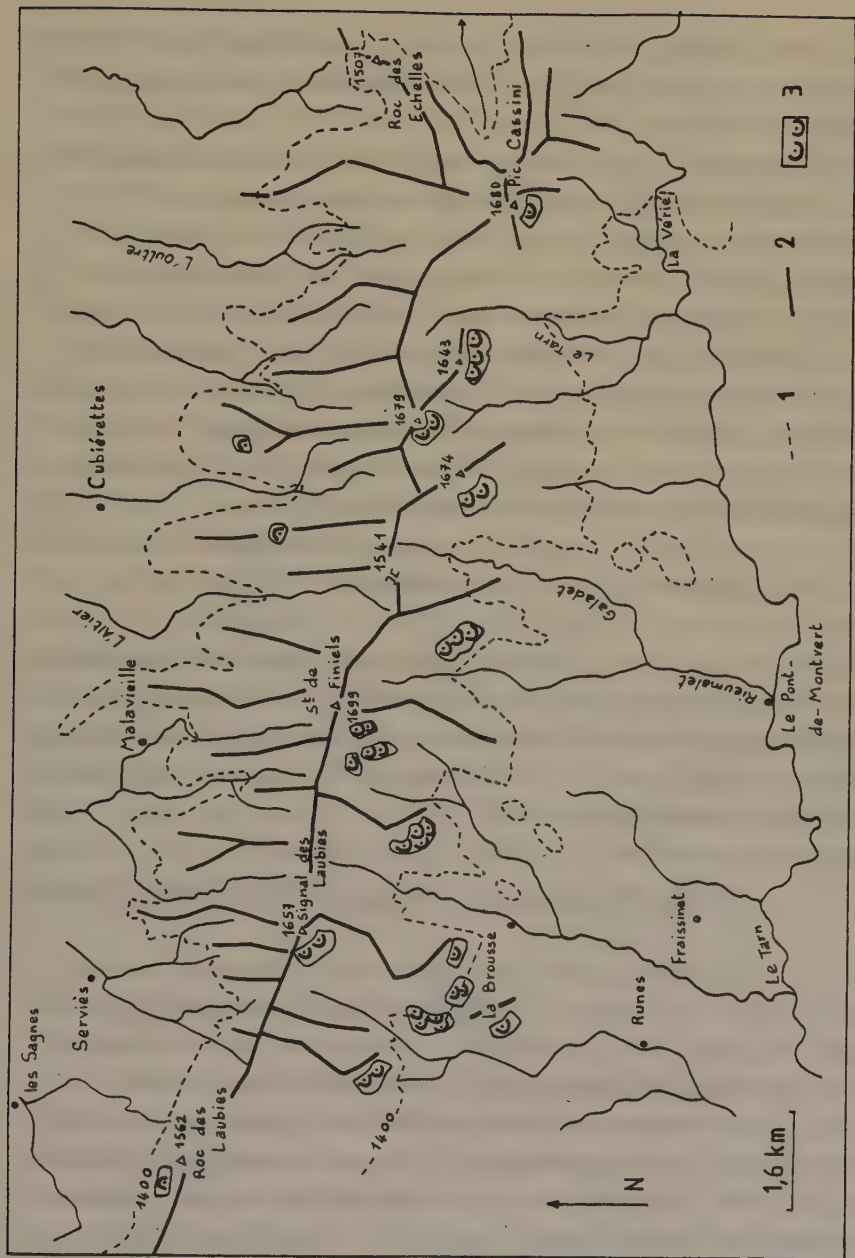


Fig. 46 : Localisation des éboulis flués à bourrelets au Mont Lozère.
 1. courbe de niveau 1400 m. - 2. interfluvies principaux et secondaires délimitant des bassins-versants élémentaires.
 3. principaux groupes d'éboulis flués à bourrelets.

tielle, ce qui semble aller dans le sens de conditions locales plus favorables : abondance des fines, pentes redressées avec nombreuses corniches.

Au Tanargue, ces formations sont difficiles à distinguer des simples tabliers de blocs amorphes mais on peut estimer que l'altitude inférieure atteinte est de l'ordre de 900-1000 m. Toutes ces formations sont sur le versant à regard nord avec une orientation secondaire le plus souvent nord-ouest. Avec des altitudes aussi basses il est normal que les formes soient décrépies : tout se passe comme si la dernière période de fonctionnement était plus éloignée dans le temps qu'ailleurs. La preuve de cette ancienneté est donnée par l'existence de petits cônes d'éboulis simples reprenant les matériaux des grands bourrelets et intercalés entre eux.

En Margeride, ce type de formation peu répandu se localise sur les leucogranites et peut s'abaisser jusqu'à près de 1000 m, vers Auvers.

En Limousin, où elles sont encore plus rares qu'en Margeride, elles se localisent au-dessus de 550 m dans le Bois des Echelles (massif d'Ambazac) et vers 700 m dans le Bois de Crozat (près de Vassivière). Dans les deux cas, elles occupent des versants redressés faisant face au Nord-Nord Est.

5- Intérêt chronologique et paléoclimatique des éboulis flués.

Les éboulis flués peuvent difficilement servir de marqueurs dans une chronologie. Certains ont fonctionné pendant une longue période comme ceux du Tanargue. D'autres n'ont pu se mettre en place qu'une fois la région débarrassée de ses glaces comme dans le Cantal ; ils se sont alors formés lors du Tardiglaciaire. Si l'on tient compte des formes extrêmement fraîches de certains bourrelets terminaux il est difficile de ne pas admettre des reprises récentes des dynamiques, au moins pour le Cantal ou le Mont Lozère. On comprendrait mal qu'une période de 10 000 ans ait pu laisser intactes des constructions aussi fragiles qu'un bourrelet avec son enveloppe de matrice fine poussée. Il est vraisemblable que des périodes de réactivation plus proches de nous ont pu exister (Dryas récent ?

Préboréal ? Petit Age Glaciaire ?). Elles ont pu survenir après de longues périodes de repos. Nous avons déjà envisagé pour le Cantal l'hypothèse de pulsations lors des grands défrichements de la période moderne, pulsations qui pourraient correspondre au Petit Age de glace.

Les éboulis évolués sont le type de formations dont la mise en place peut s'étaler sur une vaste période durant laquelle de longues phases de stabilité ont pu séparer de courtes périodes actives. En raison de la structure open-work, les phases de stabilité n'ont pu conduire à la création de paléosol et les blocs repris par les dynamiques ultérieures ne présentent aucun caractère différentiel par rapport à ceux mis en place précédemment. De ce fait, ces éboulis ne peuvent servir de marqueurs chronologiques. Ce n'est que replacés dans le contexte régional, confrontés à d'autres formations qu'ils pourront être utilisés.

Plus riche d'enseignements est la reconstitution paléoclimatique que permettent les éboulis évolués. Ils témoignent d'abord en faveur d'une intense gélifraction. Mais au-delà, ce sont les conditions climatiques nécessaires au fluage qui sont mises en évidence : importance de l'enneigement ; gel profond du sol au moins saisonnier, sans doute glace interstitielle entre les blocs et présence de névés. Toutes conditions que l'on retrouve aujourd'hui dans les Alpes au-dessus de 2500 m en Vanoise ou à la Combe de Laurichard, près du Lautaret (B. Francou, 1981).

D- Les tabliers de blocs amorphes.

Nous proposons d'appeler "tabliers de blocs amorphes" des formations très proches des éboulis flués avec lesquels toute une série de transitions existe mais qui possèdent une originalité propre. Comme pour les éboulis évolués, les tabliers de blocs sont formés d'éléments de toute taille, là aussi fonction du diaclasage local de la roche, sans aucun tri granulométrique le long de la pente, les plus gros blocs dispersés au hasard. L'épaisseur de la formation est généralement faible, en moyenne de l'ordre du mètre, pouvant atteindre deux mètres ; la structure est open-work ; les blocs les plus

grossiers sont en surface tandis qu'en profondeur des blocs de plus en plus petits s'ancrent dans des matériaux fins plus abondants que dans le cas des éboulis.

A la différence des éboulis évolués, les tabliers de blocs peuvent apparaître sur un versant sans qu'aucune corniche n'indique l'ancien lieu d'alimentation ; l'exploitation par la gélifraction a été si poussée que c'est à grand peine si l'on peut reconstituer les anciennes racines des parois ou des chicots. Certains interfluves du Tanargue se présentent même entièrement sous la forme d'un champ de blocs grossiers sans que l'on puisse voir un seul élément de roche en place ; le versant a été régularisé sous la forme d'un versant de Richter. Lorsqu'une corniche subsiste, elle est fortement démantelée et le tablier de blocs en est toujours séparé par une très large bande végétalisée, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres voire une centaine.

Les blocs de ces tabliers sont bien engrenés les uns dans les autres et la stabilisation est excellente. Un début de colonisation se lit souvent sous forme de plaques de mousses logées et soutenues entre deux blocs ; quelques végétaux supérieurs s'installent : genêts, jeunes bouleaux.

Latéralement, les tabliers de blocs passent de plain-pied à une simple formation gélifluée à blocs chargée en matériaux fins. Parfois, les tabliers de blocs sont légèrement en creux, de quelques décimètres, par rapport aux versants environnants. En plan, leurs formes sont quelconques et se présentent comme de vastes quadrilatères aux contours latéraux indécis qui se terminent par de grandes apophyses vers le bas. Ils apparaissent comme des champs de blocs qui peuvent occuper presque tout un versant ou se présenter sous forme de taches isolées.

La mise en place nécessite deux épisodes : en même temps qu'une forte gélifraction ou postérieurement à celle-ci, les matériaux des cônes d'éboulis sont redistribués sur le versant et étalés. Puis il est vraisemblable qu'a eu lieu un nettoyage mettant légèrement en creux le tablier par rapport aux formations gélifluées à blocs voisines.

Toute une série de transitions existe entre les éboulis flués à bourrelets et les tabliers de blocs amorphes. Beaucoup de tabliers comptent en effet de nombreux ressauts de type bourrelet. Comme pour les éboulis assistés, la plus grande partie de leur mise en place s'est faite par fluage. Mais on peut dire que les tabliers amorphes sont beaucoup plus généralisés que les éboulis flués tant en ce qui concerne leur disposition sur le versant que les phénomènes d'orientation ou la tranche altitudinale dans laquelle on les trouve.

Beaucoup de phénomènes les rapprochent aussi des formations gélifluées hétérogènes à blocs, la différence étant qu'ici la matrice fine a été évacuée et ne subsiste plus qu'en profondeur. Les dynamiques de mise en place sont relativement proches. Tout se passe comme s'il s'agissait de secteurs riches en gros blocs, en raison de la structure locale du versant, secteurs ayant évolué à la manière des couvertures gélifluées qui auraient été ensuite nettoyés en partie de la gangue de fines, en fonction de conditions topoclimatiques, en particulier la présence de grandes plaques de neige. De telles conditions impliquent une distribution géographique qui n'est pas aléatoire. On peut le vérifier sur les versants du Mont Lozère, où la majorité des tabliers de blocs apparaît sur les pentes tournées vers le Sud-Est, c'est-à-dire là où les conditions de suralimentation neigeuse sont les meilleures ; les tabliers qui échappent à cette localisation correspondent aux secteurs les plus favorisés structurellement pour la fourniture en gros blocs.

Pratiquement ignorés en Limousin et Margeride, ces tabliers de blocs amorphes sont peu fréquents dans le Cantal et le Velay. Au contraire, on les trouve en abondance dans tous les massifs du Sud-Est comme nous le montrera l'étude régionale.

Une fois détachés par cryoclastie les matériaux libérés participent à des dynamiques diverses sur les versants. Depuis les éboulis de gravité simple jusqu'aux tabliers de blocs amorphes toutes sortes de transitions existent (fig. 47). Dans le cas des éboulis de gravité simple, la période de fonctionnement a été courte et les

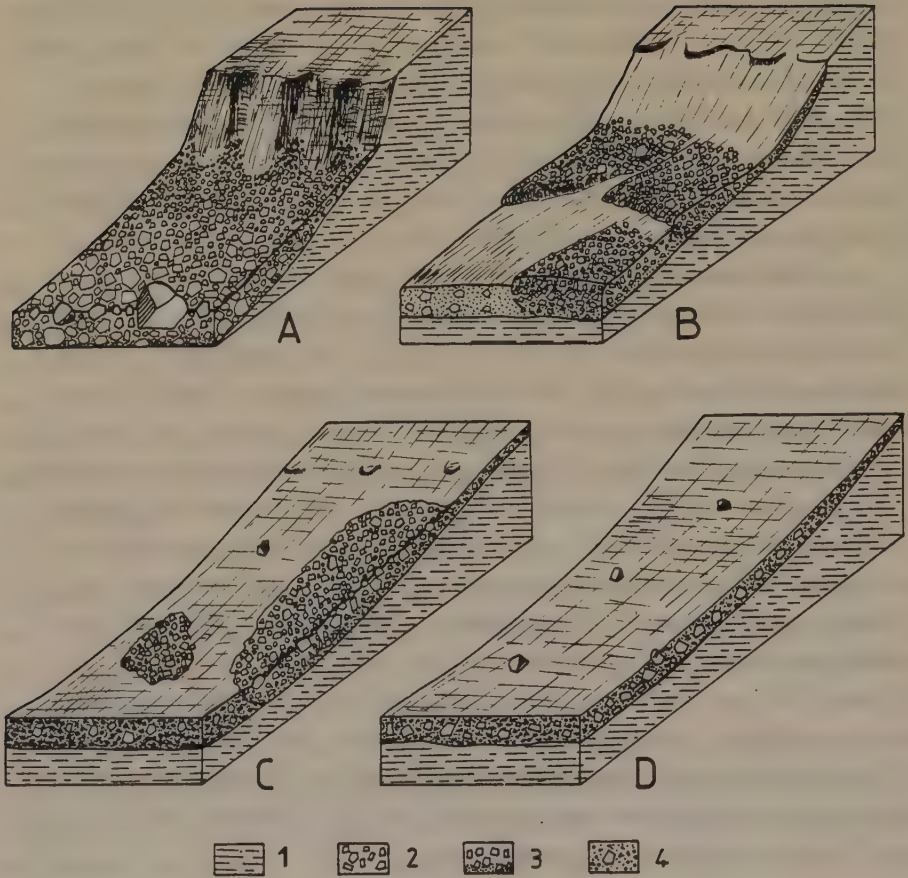


Fig. 47 : Des éboulis de gravité simple aux tabliers de blocs : blocs-diagrammes.

A- éboulis de gravité simple.

B- éboulis flués.

C- tabliers de blocs amorphes.

D- formation gélifluée à blocs généralisée à tout le versant.

1. roche en place, massive (basalte, andésite, migmatite,...). - 2. accumulation de blocs à structure open-work. - 3. id. 2, mais avec matériaux fins en profondeur. - 4. formations gélifluées à blocs.

Les longueurs des versants représentés sont variables de quelques mètres à plus d'une centaine. L'épaisseur des formations à blocs ne dépasse pas 2 à 4 m.

matériaux sont restés au pied de la corniche, avec un granoclassement bien visible ; le versant demeure irrégulier (fig. 47 A).

Pour les éboulis flués, le phénomène s'est déroulé pendant une longue période et les matériaux sont étalés sur les versants où ils se relient latéralement aux formations gélifluées à blocs (fig. 47 B). En haute montagne alpine, là où on peut les observer vifs, ils sont toujours associés, vers le haut, aux éboulis de gravité qui les alimentent ; dans le Massif Central, cette relation n'existe plus : la durée de fonctionnement du phénomène a conduit au gommage de la partie redressée de la pente et à l'étalement de tous les constituants de l'éboulis primitif, ce qui concourt à la régularisation du versant. Les éléments flués se trouvent isolés au milieu de versants couverts et seuls de petits chicots rocheux rappellent l'ancienne corniche.

Avec les tabliers de blocs amorphes, l'évolution est encore plus poussée et le versant presque entièrement régularisé, sauf de rares chicots ; ces champs de blocs apparaissent comme des tlots au milieu des formations gélifluées (fig. 47 C).

Par certains côtés, les versants à gélifluxion (fig. 47 D) dont nous avons abordé l'origine dans le chapitre précédent, se présentent comme le terme ultime de l'évolution. La gélifraction des têtes de rochers et l'étalement des matériaux obtenus se sont réalisés, pour chaque chicot rocheux, de la même façon que la réduction des grandes corniches. La régularisation de l'ensemble du versant est ainsi assurée.

Il est intéressant de noter que ces différents types de dynamiques ont coexisté en mosaïque dans des espaces relativement proches.

CHAPITRE III - LES DYNAMIQUES LIEES A LA NEIGE ET AUX GLACES RESIDUELLES.

A côté des processus liés au gel, gélifraction ou glace de ségrégation dans le sol, et souvent en relation avec eux, la neige doit être considérée comme un des facteurs dominants des morphodynamiques périglaciaires.

A- La neige, facteur morphodynamique.

1- La redistribution de la neige sur les versants.

L'observation de terrain montre, en effet, qu'un grand nombre de formes doivent l'essentiel de leur évolution à l'entassement localisé de la neige, avec parfois transformation temporaire en glace. La répartition de ces formes à l'échelle de chacun des massifs étudiés témoigne en faveur d'une orientation préférentielle très nette : la dominante est au pied des versants tournés vers l'Est, de Nord-Est à Sud-Est. C'est le cas aussi bien en Limousin, Montagne ou Plateaux, qu'en Margeride ou Cantal. Dans le Sud-Est du Massif Central, le phénomène se nuance : certes, à l'échelle du massif les formes d'origine nivale les plus belles sont tournées vers l'Est, mais d'autres orientations ont joué un rôle et se superposent parfois à la première. Au Mont Lozère, à une première opposition Nord-Sud se surimpose une opposition Ouest-Est : ce sont alors les versants tournés vers le Sud-Est qui possèdent les plus belles formes, qu'ils soient situés au Nord ou au Sud de l'axe faitier.

La distribution de la neige sur les versants est en fait commandée par plusieurs phénomènes :

- un effet de façade conditionné par la disposition d'ensemble des massifs face à la circulation atmosphérique générale ;
- des topoclimats qui dépendent de la disposition des versants à échelle moyenne ;
- des modelés de détail capables ou non de piéger la neige ;

- des conditions de fusion réglées par un bilan radiatif variable en fonction des oppositions de versant (Ouest et Est d'une part, Sud et Nord d'autre part).

La répartition géographique des formes liées à la neige indique pour la dernière période froide, une circulation atmosphérique peu différente de l'actuelle. La direction Nord-Ouest devait l'emporter largement, sauf pour les massifs cévenols où les influences de Sud-Sud Est devaient être importantes tout comme aujourd'hui. Toutefois, il est impossible, en partant de la simple distribution de la neige de faire la part de deux phénomènes qui ont dû avoir une certaine importance :

- le rôle des secteurs englacés : Monts Dore, Cantal, Aubrac :
Cet ensemble était-il trop petit pour modifier la circulation générale ? Ou bien, s'il y a eu des modifications, étaient-elles trop faibles pour induire des phénomènes morphologiques marqués ? Toutefois, l'existence du "golfe sec" des plateaux de Margeride pourrait bien être un des critères traduisant cette modification. Comme nous le verrons plus loin, il est vraisemblable que le caractère "sec" y était plus marqué qu'aujourd'hui.

- la distance à la mer plus longue qu'aujourd'hui.
Cela a-t-il pu avoir des conséquences sur une éventuelle continentalisation par exemple ? Ce n'est pas sûr car en dépit d'un parcours plus long, les reliefs du Massif Central étaient, tout comme aujourd'hui, les premiers obstacles face à l'océan et l'altitude plus élevée devait se traduire par une "océanisation" qui compensait la distance à la mer.

L'allure des massifs a été fondamentale elle aussi. Elle conditionne l'effet de la circulation générale en la modifiant parfois localement (G. Escourrou, 1980). Le rôle d'écran joué par une façade montagneuse comme l'ensemble Monts Dore-Cézallier-Cantal est incontestable mais il faut parfois nuancer : la vaste pyramide du Cantal, creusée de grandes vallées rayonnantes est plus facilement pénétrée avec création d'ascendances forcées qu'une longue échine continue comme le Mont Lozère ou la corniche cévenole, qui favorise au contraire les blocages ou les phénomènes liés à l'augmentation brutale de la rugosité, lors des circulations méridiennes.

Le modelé de détail est le dernier élément qui intervient dans cette redistribution. Les espaces plans balayés par les vents ne peuvent retenir d'importantes congères. Les versants bosselés ou les rebords de crêtes situés immédiatement sous le vent, au pied justement, de ces petits espaces plans constituent les sites les plus favorables. Il est bien connu aussi que les moindres obstacles, rochers ou arbustes, peuvent avoir un effet barrière et servir de point de départ à une importante accumulation. Il convient de raisonner à toutes les échelles possibles pour comprendre le démarrage de phénomènes dont la position peut surprendre, dans la mesure où les phénomènes de suralimentation neigeuse sont un des éléments-clé de la compréhension d'un bon nombre de formes et de leur répartition. On retrouvera leur importance dans l'étude des dynamiques actuelles qu'ils conditionnent en grande partie.

2- Niches, encoches de versant et chenaux de fonte.

Les formes les plus simples, parmi celles qui sont liées à la neige, sont les niches, parfois simples encoches sur le versant.

Ces formes en niches se retrouvent partout. Elles sont plus ou moins nettes en fonction, non seulement de la quantité de neige qu'elles ont reçue, mais aussi des données structurales dans lesquelles elles s'inscrivent et de la durée de leur fonctionnement. On peut distinguer différents types en fonction de leur inscription sur le versant (fig. 48) :

- les types à bord amont raide : elles s'inscrivent généralement entre deux éléments de la structure, par exemple dans une "couche" plus tendre entre deux bancs plus résistants. On les trouve surtout dans les roches métamorphiques où des intercalations de passées quartzes ou plus massives jouent le rôle de roche dure ; ainsi que dans les roches volcaniques où la partie résistante est fournie par les coulées de roches massives. La belle inscription de ces niches est favorisée par l'existence d'un léger pendage à contre-pente.

Les plus beaux exemples existent dans le Cantal, le Goulet ou les petits massifs isolés en roche métamorphique du Limousin

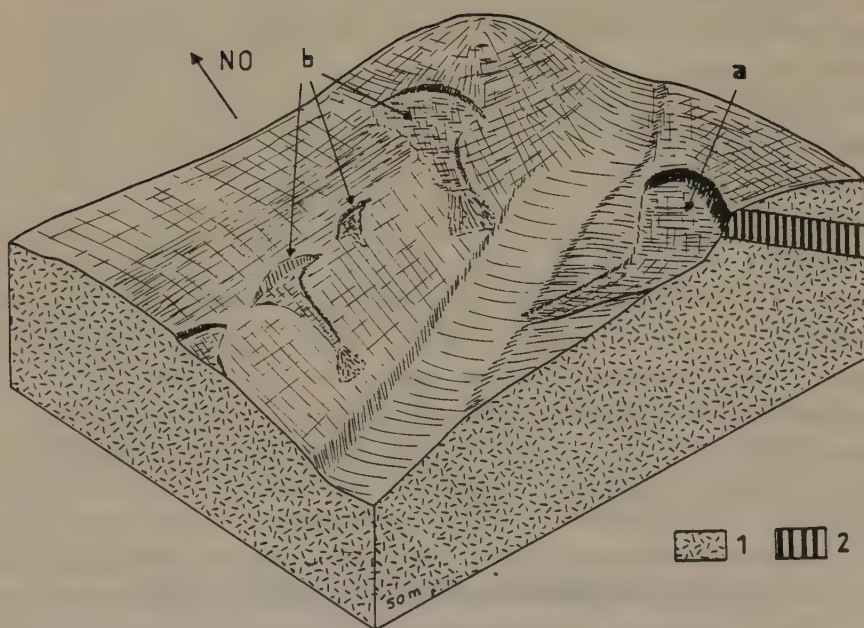


Fig. 48 : Niches de nivation et chenaux de fonte hérités :
bloc-diagramme.

1. roche volcano-sédimentaire. - 2. basalte.

a- niche   bord amont raide.

b- niche   bord peu marqué.

(forêt de Châteauneuf - Mont Gargan). Leur dimension ne dépasse pas la dizaine de mètres : de 50 à 100 m de longueur pour 40 à 50 m de largeur constituent une bonne moyenne ; de telles dimensions sont tout à fait conformes à celles données dans les travaux antérieurs, notamment anglo-saxons (W.V. Lewis, 1939).

- les types à bord peu marqués, en forme de demi-bol, à peine inscrits sur le versant. On les trouve surtout en terrain granitique, dans la brèche volcanique et dans les terrains métamorphiques homogènes. L'absence de pendage, la structure mal caractérisée des matériaux ne permettent que des limites assez floues et des formes difficiles à repérer.

- parfois, ce sont de simples encoches sur le versant, petit réaménagement conduisant à un redressement local de la pente. L'aspect très réduit de la forme (entaille) tient à la fois aux faibles quantités de neige et à l'absence de piège d'origine structurale.

Dans tous les cas, la plaque de neige a joué un rôle important dans la mesure où :

- ce sont des phénomènes de gélifraction qui provoquent l'évolution latérale du creux.

- ce sont des phénomènes de solifluxion, liés à une lente imbibition provoquée par la fonte des neiges, qui sont responsables de l'évacuation des matériaux et des formes en bourrelets que l'on observe à l'aval.

Au pied des "creux à neige" les plus importants, les chenaux qui ont servi à évacuer les matériaux forment de petits sillons sur le versant, parfois jusqu'au talweg principal. Ces chenaux peu profonds, à largeur constante allant de quelques mètres à la dizaine de mètres ont une allure en baquet peu profond. Une coupe en travers montre la roche en place au fond et deux bords raides, redressés sur 1,2 ou 3 m au maximum, taillés dans des formations gélifluées. Le fond du chenal est souvent encombré par du matériel soliflué, matériel en vrac peu épais, avec blocs et matrice fine ; aucun tri, aucune lentille, pas de ravinements secondaires visibles, donc l'évolution et la création du chenal sont entièrement l'oeuvre du gel et du dégel d'un sol et d'une roche-mère altérée saturée en eau, le ruissellement concentré n'intervenant pas ou peu. Si ce dernier a

existé, son action a été détruite par les solifluxions postérieures. Le ruissellement concentré ne peut donc être tenu pour responsable de la création de l'ensemble du chenal dans la mesure où son action semble avoir été secondaire et n'affecter que les matériaux déjà soliflués. A l'aval, ces chenaux se terminent au-dessus de la vallée principale par une sorte de cône de déjection, aplati, le plus souvent localisé à la rupture de pente et n'atteignant que rarement l'axe du talweg. La taille des chenaux et surtout leur longueur est proportionnelle à la taille des niches situées à l'amont ; les plus grands doivent sans doute leur origine à la présence de vrais névés.

Comme nous le verrons lors de l'étude sur les dynamiques actuelles, le rôle du ruissellement semble aujourd'hui beaucoup plus actif, en particulier dans les massifs du Sud-Est où le ruissellement lié aux gros orages d'automne prend le relais des processus de nivation sur un terrain que ces derniers ont déjà préparé. En était-il de même lors des dernières périodes froides ? L'examen des matériaux situés à l'aval des niches ne permet pas de conclure.

Ces formes de niches de nivation n'ont pas grande valeur paléoclimatique. Elles correspondent à des périodes de froid atténué, à neige tardive, donc à printemps et à début d'été frais. Elles ont fonctionné pendant de longues durées dans les massifs non englacés comme la Margeride et beaucoup moins longtemps dans le Cantal. Les niches de nivation et les chenaux qui leur sont associés peuvent être considérées comme des formes "mortes" mais certaines d'entre elles ont vraisemblablement recommencé à fonctionner au cours de l'Holocène chaque fois qu'une période un peu plus fraîche et neigeuse s'est présentée, sans doute lors du Petit Age Glaciaire où même plus récemment comme pendant l'hiver 1977-1978. Seul un petit nombre parmi ces niches, connaît aujourd'hui un fonctionnement actuel régulier.

B- Les "cirques de nivation".

Ce que nous appellerons "cirques de nivation" est une forme intermédiaire entre le cirque glaciaire (s.s.) et la simple niche de nivation. Elle est intermédiaire à la fois par la taille, la forme

et les formations qu'elle contient. On peut considérer ces cirques de nivation comme des bassins de réception dont les bordures ont été réaménagées : sans qu'il y ait de véritables corniches à l'amont, les versants sont raides et donnent à l'amphithéâtre un aspect bien circonscrit à allure de gran van ; le fond est large, avec des formes douces, empatées et vers l'aval le passage se fait de plain-pied sans verrou vers le chenal de la vallée exutoire (fig. 49).

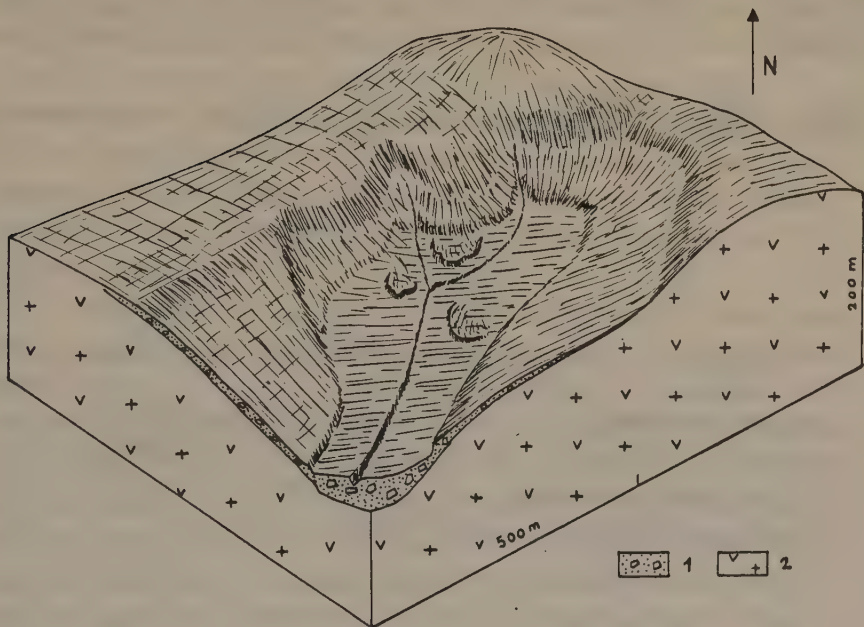


Fig. 49 : Le "cirque de nivation" du Riou Clar : bloc diagramme schématique.

1. remplissage hétérogène à blocs et matrice fine. - 2. migmatites.

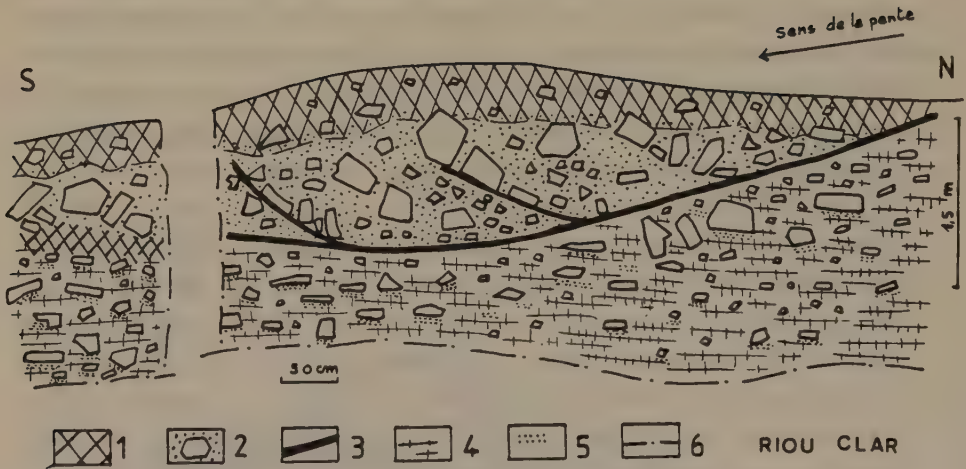


Fig. 50 : Les formations superficielles du Riou Clar.

1. horizon humifère. -
2. blocs avec matrice limono-sableuse.
3. discontinuité mécanique soulignée par la matière organique.
4. structuration lamellaire. -
5. sables grossiers lavés. -
6. limite inférieure de la partie visible de la coupe.

La taille est de l'ordre de la centaine de mètres, elle peut atteindre le kilomètre, ce qui distingue ces formes des niches de niviation qui dépassent rarement l'hectomètre.

Le fond est puissamment remblayé par des matériaux en vrac, blocs de toute taille dans une matrice argilo-limoneuse, sans aucune trace de tri. Ce sont les formations de versants qui semblent s'épaissir à la base où elles peuvent atteindre 10 m, dans certains cas. Le passage entre les formations de versant et celles du fond se fait à la fois progressivement à l'amont et brutalement, avec un angle bien marqué, en position latérale. Tout se passe comme s'il y avait eu une dynamique longitudinale au fond de la dépression, dynamique incapable de tout évacuer donc responsable de l'engorgement. Parfois, l'engorgement se poursuit dans la vallée qui prolonge l'amphithéâtre à l'aval, ce qui crée un contact encore plus marqué entre le sommet plat du remplissage et le reste des versants de la vallée. Le meilleur exemple est celui du Riou Clar, (Burzet : 736,5 ; 262) où l'accumulation se poursuit sur 400 m après la sortie de l'amphithéâtre (fig. 49).

Les caractères des matériaux sont eux-aussi particuliers, se distinguant à la fois des dépôts morainiques et des formations gélifluées à blocs : ils sont différents des dépôts glaciaires par l'absence d'hétérogénéité pétrographique ; à la différence des formations à blocs, on ne trouve pas de structures lamellaires, pas de coiffe sur les blocs, pas d'aspect en boulette non plus ; le lavage est souvent poussé et les secteurs nettoyés sont répartis au hasard. Tout se passe comme si de la neige, du névé ou de la glace avait été recouverte, puis avait fondu lentement en position interstratifiée, les eaux de fonte lavant légèrement le matériel.

Dans certains cas, on peut remarquer des figures de poussée. Une coupe, au Riou Clar montre (fig. 50), sur une épaisseur de 1,5 m plusieurs panneaux qui ont été poussés les uns contre les autres avec des discontinuités mécaniques à allure de cisaillement. Plusieurs paquets de matériaux se chevauchent ainsi. En bordure des discontinuités, les blocs sont redressés et se disposent parallèlement au plan de la discontinuité. La mise en place n'a pu se faire que sous une forme solide et pour cela, il faut envisager que les paquets étaient gelés ;

le moteur de la poussée ne peut être envisagé que sous la forme d'un petit glacier de cirque présentant une courte langue mobile vers l'aval. La discontinuité bien marquée, visible entre les paquets et sous l'ensemble déplacé, est aujourd'hui souligné par une accumulation de matière organique ; parfois, c'est un véritable horizon humifère qui se trouve ainsi coïncé.

L'étude des cisaillements à l'intérieur des formations des "cirques de nivation" est le seul indice qui nous permette d'affirmer la présence de courtes phases d'englacement qui, sans cela seraient passées totalement inaperçues.

Ainsi, les grands remplissages des "cirques de nivation" ne peuvent être assimilés à de simples formations gélifluées à blocs un peu épaissies en raison de leur situation topographique. En plus de la gélifluxion, l'abondance de la neige accumulée dans l'amphithéâtre a provoqué d'importants phénomènes de lavage et l'apparition de petits appareils glaciaires a conduit à des discontinuités mécaniques, témoins d'épisodes de poussée. Les conditions géographiques de réalisation sont donc une topographie pentue avec existence de bassins de réception bien creusés et un climat aux limites de l'englacement.

L'épisode avec englacement est généralement l'épisode froid le plus récent ; il s'accompagne sur les versants de la mise en place de couvertures gélifluées à blocs. Il est précédé d'un épisode avec mise en place de formations gélifluées à blocs, seules. Au Riou Clar, les blocs de la formation inférieure, témoins de la formation plus ancienne, sont généralement petits (5 x 10 cm), en forme de plaque, et la matrice argilo-limoneuse qui les entoure est abondante ; des coiffes de 2 mm en moyenne mais pouvant atteindre 5 mm, surmontent les blocs tandis que leur base est formée de sables fins lavés ; une structuration lamellaire légère est visible ; l'ensemble des matériaux est durci, difficile à pénétrer au couteau, prenant parfois l'aspect de fragipan sur 40 à 50 cm d'épaisseur.

Ces deux épisodes majeurs superposés bien visibles sur la fig. 50, se retrouvent avec les mêmes caractères dans plusieurs coupes de la Forêt de Mazan. Nous verrons plus loin quelle significa-

tion paléoclimatique on peut leur attribuer et quelle place chronologique est la leur.

Les formes de type "cirque de nivation" existent surtout dans les massifs élevés mais marginaux sur le plan de l'englacement. Lorsque l'englacement a été franc et de longue durée, avec un départ tardif, on ne trouve pas ces vastes amphithéâtres ; il n'en existe aucun dans le Cantal. Au contraire, dans les massifs qui ont été en limite des conditions d'englacement, les formes sont les plus belles. C'est le cas en Velay oriental, dans la haute Ardèche et dans certains secteurs de la Margeride. Au Mont Lozère, ce type de forme apparaît avec des caractères mal venus, sans que l'on saisisse bien quelles en sont les raisons : un englacement du massif peut expliquer l'absence de belles formes, le départ précoce des glaces un début d'élaboration lequel n'a pu aboutir faute de temps.

Sur le plan du vocabulaire, un vocable correct est difficile à trouver : amphithéâtre ou cirque à remblaiements glacio-gélifluiaux pourrait être ce qui convient le mieux, mais c'est une formule un peu longue. Peut-on la réduire au simple terme de "cirque de nivation" ? Cirque, dans ce cas doit être compris comme seulement descriptif, au sens de toute dépression de versant montagnard aux parois raides, présentant un dispositif arqué, avec un plancher en pente douce. Toutefois, la présence de glaces occasionnelles dans l'amphithéâtre donne plus de force à l'emploi du terme. Quant au mot nivation, il doit être compris dans un sens large, incluant les courtes périodes avec glace véritable.

C- "Protalus rampart" et croissant de névés.

Dans certaines conditions topographiques précises, la neige a joué un rôle plus important encore sur les dynamiques. Localement, dans des positions de piège et d'abri favorables, au pied des principales corniches tournées vers l'Est la neige a pu s'accumuler en abondance et se transformer en névé ou en glace véritable selon les

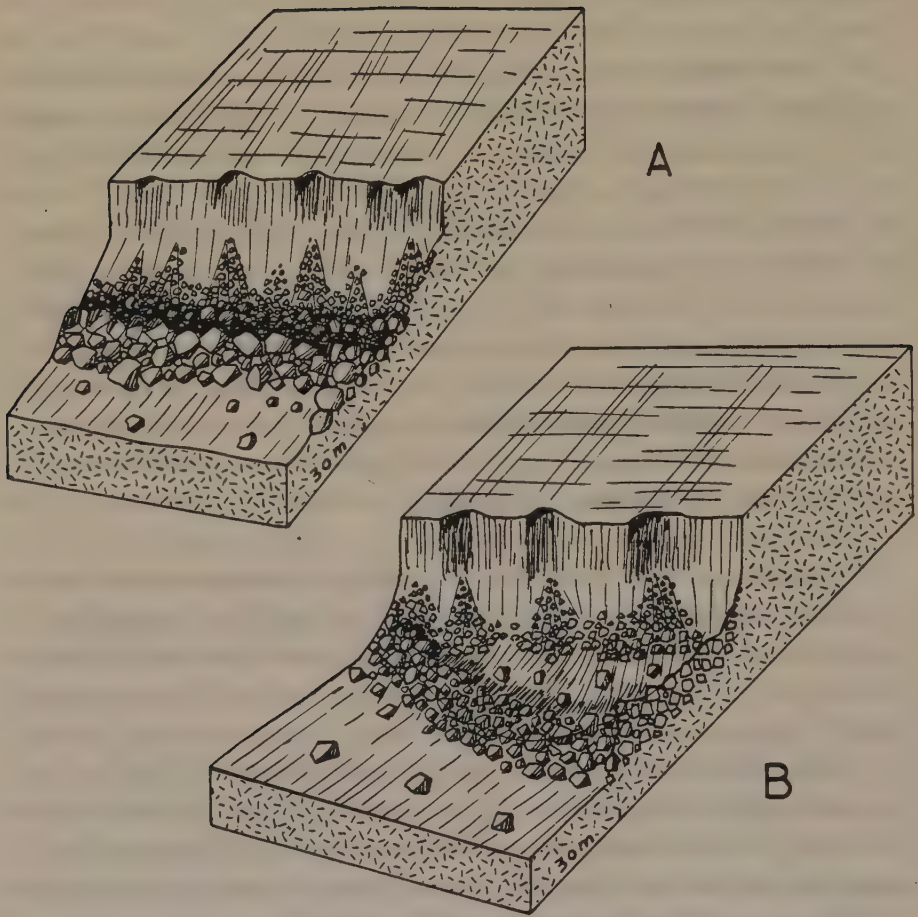


Fig. 51 : "Protalus ramparts" (A) et croissant de névé (B) :
blocs-diagrammes schématiques.

conditions d'alimentation et de conservation. On assiste alors à une évolution particulière conduisant à la création de formes originales à matériaux grossiers, localisées au fond des principaux cirques, au pied des parois.

1- Les "protalus ramparts".

Nous reprenons ici un terme fréquemment employé dans la littérature géomorphologique anglo-saxonne (K.Bryan, 1934). A.L. Washburn (1973) rappelle la définition donnée par G.M. Richmond (1962) : "accumulation allongée de blocs créée par le glissement individuel des blocs sur un névé et localisées au pied d'une paroi à cônes d'éboulis".

Les "protalus ramparts" se caractérisent par divers critères (fig. 51. A) :

- morphologiquement, ils prennent l'allure d'une ride grossière parallèle au pied du versant et qui n'en serait éloignée que de quelques mètres (de la dizaine à une centaine de mètres au maximum). La taille est variable mais dépasse rarement une dizaine de mètres de haut, pour quelques mètres de large (une ou deux dizaines le plus souvent). En longueur, ces accumulations dépassent rarement la centaine de mètres.

- le matériel est grossier, anguleux, homogène lithologiquement mais très hétérogène quant à la taille : des blocs plurimétriques correspondant à des pans entiers de parois peuvent être inclus, mais l'essentiel, fourni par la gélifraction, présente une taille moyenne, décimétrique ! La structure est open-work sur toute l'épaisseur, les fines sont rares. Aucun granoclassement vertical ni aucune structure ne sont repérables dans la formation ; ce n'est qu'en surface de la ride et en fonction des pentes de cette ride qu'un aménagement selon la gravité est possible.

- on ne peut pas les confondre avec des moraines (même latérales) dans la mesure où ces formations sont bien parallèles au versant, souvent en fond de cirque et dans la mesure où elles ne contiennent que des matériaux locaux.

- l'espace entre la ride et la paroi est souvent occupé par un talus d'éboulis de gravité simple, plus tardif.

Un accord semble plus ou moins réalisé sur les conditions de création des "protales ramparts". Leur mise en place ne se conçoit pas en dehors de cirques aux versants raides soumis à une gélifraction active. Il faut aussi l'existence, au pied des parois, de congères de neige pouvant se conserver jusqu'à la fin du printemps ou au début de l'été, voire de véritables névés. Les blocs détachés par gélifraction tombent sur la congère sur laquelle ils rebondissent ou glissent suivant l'état de la neige comme sur une planche savonneuse. Dans tous les cas, la congère de neige fait fonction de tremplin acheminant les blocs jusqu'à ses marges où ils s'accumulent en rides. Le rôle de la neige est un rôle indirect, passif : il s'agit donc d'une neige peu évoluée, capable de subsister bien au-delà de l'hiver, mais rarement pluriannuelle.

La présence de "protales ramparts" implique des conditions paléoclimatiques que l'on peut reconstituer avec une certaine fidélité :

- les températures doivent être basses avec beaucoup d'alternances gel/dégel, de façon à permettre une importante gélifraction, mais le gel n'a pas besoin d'être très rigoureux dans la mesure où il s'exerce sur des topographies favorables : parois raides, sans végétation, roche diaclasée.

- l'enneigement et surtout l'enneigement tardif doit être important mais sans connaître une ampleur telle qu'elle conduirait à la création de véritables glaciers de cirques. Ce sont donc des conditions "moyennes" qui sont nécessaires à la création de "protales ramparts". Ajoutons qu'au lieu d'un témoignage direct sur les conditions climatiques régionales, ce sont surtout des renseignements sur les conditions topoclimatiques, très localisées, à l'échelle des amphithéâtres dans lesquels se déroulent les processus, qui nous sont donnés. Mais à partir de là, la reconstitution générale est possible.

Avec de telles conditions de formations, on comprend que les "protales ramparts" soient peu nombreux sur notre terrain. Nous verrons que seul le Cantal a pu présenter des milieux convenant à leur

existence : versants raides des cirques et des vallées, conditions topoclimatiques favorables, à placer entre la fin de l'englacement et le début de l'Holocène.

2- Les croissants de névés.

Les "croissants de névés", on dit aussi "moraine de névé" (J. Tricart et A. Cailleux, 1962) sont des formes ambiguës, difficiles à décrire. Les transitions sont si délicates, tant avec les "protales ramparts" qu'avec les arcs morainiques les plus internes que de nombreuses confusions sont possibles.

Comme les "protales ramparts", les croissants de névés sont des formations à matériel grossier, anguleux, homogène lithologiquement mais de nombreuses différences opposent les deux formations : dans les croissants de névés les blocs plurimétriques sont plus rares, la dépression qui les sépare de la paroi est à une distance plus grande (de 50 à 100 m) et surtout la "ride" de matériaux prend une allure parfaitement arquée, à convexité tournée vers l'aval et à brides se raccordant au pied de la corniche (fig. 51. B).

La formation est open-work en surface mais elle contient davantage de fines en son sein que dans les croissants de névés. Dans le cas des formes fossiles que nous avons observées, les croissants de névés présentent toujours une symétrie transversale qui contraste avec ce qui a été décrit par ailleurs : pente interne plus douce que la pente externe, vrai talus d'éboulis (J. Tricart et A. Cailleux, 1962). Une telle symétrie est sans doute liée à l'évolution postérieure à la mise en place qui a atténué les formes tout comme elle a permis la constitution d'importants cônes d'éboulis entre la paroi et le croissant de névé.

Les confusions avec de véritables moraines sont inévitables. A partir de quelle épaisseur et de quelles transformations internes le névé devient-il glacier et par conséquent est-il animé d'une véritable dynamique longitudinale ? Beaucoup d'auteurs nient toute dynamique propre au névé et par conséquent rejettent le terme "moraine" pour désigner des formations accompagnant une glace immobile. C'est

pourquoi, il faut préférer le vocable "croissant de névé" dont le sens est surtout descriptif, à celui de "moraine de névé" qui risque davantage de conduire à des confusions. Un critère morphologique de différenciation entre moraine et croissant de névé est sans doute l'aspect continu et unique de ce dernier, y compris dans l'axe de la plaque de neige, sa largeur constante et sa liaison sans rupture avec le pied de la paroi. La moraine peut présenter plusieurs bourrelets dans l'axe de poussée maximum, généralement son épaisseur est variable et elle peut même être interrompue localement.

Les indications paléoclimatiques fournies par ces formations sont très proches de celles des "protales ramparts". Elles impliquent un enneigement légèrement supérieur et surtout de meilleures conditions de conservation de la neige, donc vraisemblablement un milieu légèrement plus froid. Tout comme pour les "protales ramparts", les conditions topoclimatiques sont fondamentales.

Dans le cadre du Massif Central, les croissants de névés se localisent tous dans les cirques du coeur de l'édifice cantalien. Chronologiquement, ils doivent être rapportés à une étape du Tardiglaciaire ; quelques-uns ont fonctionné à l'écart des grands cirques à un moment où certaines grandes vallées étaient encore occupées par les glaces.

Leur absence au Mont Lozère ne doit pas être interprétée comme d'origine climatique mais plutôt comme liée à l'absence de vastes cirques et de parois rocheuses pour des raisons structurales, la fragilité des granites excluant la possibilité de pentes redressées, à l'amont des bassins-versants.

"Protales ramparts" et croissant de névé sont des formes très voisines, toutes les deux se différencient des moraines (s.s.) en ce sens que les matériaux qui les composent n'ont subi aucune poussée longitudinale ; toutes les deux sont liées à la présence de névés réputés immobiles. Aussi certains auteurs proposent-ils de n'employer que le terme de "protales rmpart" pour désigner les deux (Y. Veyret 1982). Nous préférons, quant à nous, conserver l'emploi des deux locu-

tions dans la mesure où elles désignent des constructions légèrement différentes dans leur forme, leur taille, leur distance à la paroi et sans doute les dynamiques ; les croissants de névés marquent une transition entre les constructions typiquement nivales, et celles qui, associées à des volumes de glace fluantes, méritent l'épithète de glaciaires.

D- "Rivières de pierres" et glaciers rocheux.

Dans tout le Sud-Est du Massif Central, de nombreuses formations riches en blocs prennent l'allure, en plan, de véritables "rivières de pierres" (B. Valadas et Y. Veyret, 1975 ; B. Valadas, 1978). Ces accumulations de blocs naissent en général dans des cols ou de petits amphithéâtres mal marqués ; elles suivent ensuite des talwegs peu profonds qu'elles remblaient plus ou moins ; leur sommet convexe ou plat fait un angle marqué avec les versants voisins ; longitudinalement, ces "rivières de pierres" sont accidentées par de nombreux ressauts ou bourrelets et elles se terminent brutalement par un front raide qui barre entièrement le talweg. La structure de ces formations est entièrement open-work, sauf à la base où quelques matériaux fins apparaissent ; les matériaux sont grossiers, souvent de taille métrique, anguleux, les plus gros en surface, les plus petits vers la base mais il est fréquent de trouver de gros éléments dans la partie inférieure ; l'épaisseur est variable, souvent de quelques mètres (3 - 4 m), elle peut atteindre 10 ou 15 m dans le cas des bourrelets médians ou du front terminal.

Différentes de toutes les autres sortes de formations rencontrées jusqu'ici, ces "rivières de pierres" font songer aux glaciers noirs décrits dans de nombreuses montagnes. Rappelons qu'il existe plusieurs types de glaciers rocheux :

- certains sont de simples "glaciers couverts" ou "glaciers noirs" : en raison d'une importante fourniture de débris, un glacier blanc est progressivement recouvert par les matériaux venant des versants (S.E. White, 1967 ; V. Guiter, 1972). Ils indiquent des conditions glaciaires de décrépitude ; ils ont une dynamique propre liée à la glace et

de ce fait, la formation présente des sillons longitudinaux.

- d'autres, de taille plus petite, sont de simples coeurs de glace résiduelle recouverts par la moraine. Ils ont été décrits sous le terme "ice cored moraine" (D. Barsch, 1971 ; G. Østrem, 1971 ; P.G. Johnson, 1971). Immobiles, ils sont surtout localisés au fond des cirques.

- enfin, dans des conditions purement périglaciaires, les débris descendus des versants peuvent être cimentés par la glace qui permet ensuite un déplacement longitudinal de l'ensemble le long du talweg. On parle alors de "ice-cemented rock-glacier" (N. Potter, 1969 et 1972 ; Cl. Wahrhaftig et A. Cox. 1959 ; J.W. Blagbrough et S.E. Farkas, 1968). Ils présentent un front abrupt, un profil en travers convexe et de nombreux bourrelets intermédiaires qui attestent de la poussée.

C'est à ce dernier type que se rattachent le plus sûrement les formations décrites dans le Massif Central. La plupart des caractères présents ailleurs sur les glaciers rocheux à ciment de glace actifs s'y retrouvent. Mais, comme nous le verrons lors de l'analyse régionale, leurs formes sont rarement bien typées en raison d'une importante évolution ultérieure, de leur situation dans des régions très humanisées, et sans doute de leurs caractères un peu marginaux dès leur mise en place : l'épaisseur est souvent faible, les bourrelets un peu abîmés, le secteur amont recouvert par des formations tourbeuses. Ce ne sont pas des formations bien localisées aux versants comme elles le sont dans le massif du Chambeyron ou dans celui de la Vanoise où elles s'appuient sur des replats structuraux. Dans le cadre du Massif Central, elles quittent cette position de versant, pour atteindre les talwegs qu'elles suivent parfois sur de courtes distances. Pourtant, un certain nombre de caractères permettent de les différencier à coup sûr et des simples formations gélifluées à blocs et des tabliers ou coulées de blocs : la structure open-work est l'argument décisif face aux premières, la position sur le versant et la longueur du cheminement des matériaux conduisent à les séparer des secondes.

Une bonne identification des glaciers rocheux est importante sur le plan des reconstitutions paléoclimatiques : la présence de glace interstitielle implique l'existence d'un pergélisol au moins localisé ; les conditions sont alors celles d'un milieu périglaciaire

assez rigoureux et sans doute sec, sinon de véritables glaciers se seraient développés. L'étude régionale nous montrera qu'à conditions structurales identiques on n'en relève l'existence que dans les massifs orientaux et méridionaux de notre étude.

DEUXIEME PARTIE DU LIVRE II :

LES OBSERVATIONS REGIONALES.

Une fois les grands processus rappelés, il est indispensable d'interroger les régions les unes après les autres afin d'établir la part de chacun de ces processus dans les modelés locaux. L'ordre de présentation des résultats est légèrement différent de celui adopté dans le premier Livre. Notre volonté de respecter un gradient climatique nous impose d'aller des régions qui ne furent sûrement pas englacées (Limousin) vers celles qui, sans aucun doute possible, reçurent de bonnes couvertures de glace (Cantal).

CHAPITRE I : LES HERITAGES D'ORIGINE FROIDE EN LIMOUSIN.

En Limousin, depuis une trentaine d'années, les formations superficielles d'origine froide sont reconnues et ont fait l'objet de nombreuses études. Rappelons d'abord les principales conclusions de ces travaux avant de présenter les observations nouvelles.

A- Rappel sur les travaux antérieurs.

La première à insister sur l'importance des formes périglaciaires en Limousin a été J. Beaujeu-Garnier. Pour elle, (J. Beaujeu-Garnier, 1953), "le Limousin central", c'est-à-dire la région de la Montagne limousine située à la limite des trois zones de drainage, présente des "formes périglaciaires pures". Sur les versants, "la roche dure apparaît rarement à nu" et "on constate qu'il existe dans 95 % des cas une discordance angulaire entre la pente rocheuse et la pente topographique" : les matériaux qui remplissent la tranche entre les deux sont soit une arène grossière déplacée, soit "un chaos de cailloutis anguleux, de taille et de volume très variables à peine accompagnés de matrice fine." Parfois, des "coulées", déplacements de matériaux en masse, transforment la pente des versants en les adoucissant et en créant des rideaux en forme de lourds bourrelets qui se terminent dans les vallées. Deux types sont distingués : celles qui se localisent dans les vallons et celles qui empâtent les éperons. Ailleurs, on peut observer des "éléments lités" avec des successions de lits fins et de lits grossiers de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur ; selon l'auteur, ces lits pourraient être obtenus par des processus de gel/dégel alternés, très proches des phénomènes décrits par Y. Guillien en Charente. Enfin, l'auteur montre l'existence de "niches de nivation" et envisage même la présence de formes analogues aux "replats goletz".

J. Beaujeu-Garnier décrit donc un véritable "modelé périgla-

ciaire" dans le Limousin Central. Par contre, selon ce même auteur, sur les plateaux périphériques, l'action des processus périglaciaires a été peu marquée.

En ce qui concerne la datation des divers phénomènes, J.Beaujeu-Garnier reste très prudente. Il y a, certes, deux séries de phénomènes, mais en l'absence de sols intercalés, l'auteur ne peut pas attester l'existence d'une étape interglaciaire.

S'inspirant des travaux de J.Beaujeu-Garnier, R.Lacotte (1962), lorsqu'il étudie les Monts d'Ambazac et de Saint-Goussaud, fait lui aussi une large part aux phénomènes périglaciaires. Sur les versants, il insiste sur "la considérable puissance de la solifluction quaternaire" et décrit des formes de coulées de solifluction dont les mécanismes sont favorisés "par une exposition vers le Nord-Est ou l'Est", "par une pente suffisante, mais pas trop forte" et "par une altitude comprise entre 400 et 600 m." Il distingue des coulées de versant qui, en relief sur les versants voisins, possèdent peu de matériel fin, et des coulées de vallons, beaucoup plus riches en matrice fine et qui naissent dans des niches bien marquées. Il décrit aussi des coulées de blocailles surtout localisées dans le Bois des Echelles près de Saint-Sulpice-Laurière ; elles sont toutes formées de "granulite à grain assez fin" (leucogranite), en orientation nord, avec des pentes comprises entre 11 et 19° ; le phénomène démarre vers 600 - 660 m, c'est-à-dire "au-dessus de la zone de la solifluction". Les vallons ont été le théâtre de processus de cryoturbation et de solifluction ; le remblaiement périglaciaire est considérable et confère une allure en berceau à tous les talwegs ; parfois, les coulées forment de véritables barrages repoussant les cours d'eau vers les versants opposés.

En analysant les coupes les plus complètes, R.Lacotte peut conclure à l'existence de trois phases : une étape avec solifluxion ancienne, une avec mise en place des éléments lités et enfin un épisode récent avec solifluxion. Les deux phases avec solifluxion peuvent être respectivement Riss et Würm et les éléments lités trouver leur place au début de la période würmienne, mais sans arguments de chronologie absolue.

Tout en insistant sur le caractère pionnier et novateur de ces premiers travaux, il est nécessaire d'en critiquer certains aspects qui relèvent à la fois de l'observation et du vocabulaire. L'importance des "coulées " de solifluxion a été fortement surestimée. Certes, les remblaïements des vallons peuvent être interprétés et classés sous ce terme bien que le mot "coulée" ne convienne pas tout à fait pour expliquer leur mise en place. Mais pour les "coulées" qui "empâtent les éperons" les auteurs auraient dû se poser le problème de la dynamique nécessaire à la création d'une coulée dans une telle position topographique. Il est vraisemblable que de nombreuses formes convexes de détail ont été interprétées comme des langues de solifluxion alors que, dans beaucoup de cas, ces "coulées" se sont révélées être taillées dans la roche en place saine ou l'arène, avec seulement une fine pellicule de dépôts soliflués. C'est ainsi que R.Lacotte (1962) attribue à la solifluxion la création d'un replat situé au pied du Bois des Echelles, au Nord-Est du massif d'Ambazac. Ce replat, large d'un hectomètre ou deux, haut de 30 à 60 m, serait composé de "matériel périglaciaire ayant cryoturbé en grande quantité sur la pente, et qui, faute d'une évacuation assez active, a empâté la base du versant, introduisant un élément convexe dans son profil" (p. 297). En fait, le matériel périglaciaire peu épais (de l'ordre du mètre), ne fait que mouler un replat topographique plus ancien inscrit dans l'arène et la roche en place plus ou moins altérée.

Il est bien certain, qu'en l'absence de coupes nombreuses, les risques de confusion sont grands : l'extrémité aval de ces replats aux versants adoucis peut faire songer à une extrémité convexe de coulée. Seule la présence d'une bonne coupe permet de trancher entre deux hypothèses ; on doit aussi tenir compte des phénomènes d'échelle, les formes liées à la solifluxion dépassant rarement quelques mètres d'épaisseur.

Sans en faire l'objet principal de leur recherche, deux études récentes ont abordé le problème. A l'aide d'un exemple choisi dans la région située entre Soubrebost et Saint-Marc-à-Loubaud, A. Winckell (1975, p. 95) montre l'existence de coupes présentant la superposition classique en région de socle, des "convois à blocs"

recouvrant "l'arène fauchée" laquelle repose sur l'arène en place. Quant à J.C.Flageollet (1977) il consacre une étude assez longue aux arènes remaniées du Limousin. Après avoir rappelé l'existence d'"arènes litées" et de "formations à blocs", l'auteur analyse quelques facteurs de localisation : les formations à blocs sont surtout sur les pentes accusées mais pas trop raides", "le facteur pente est (...) plus important que le pourcentage en fraction fine de la formation", "l'exposition au Sud-Ouest semble avoir été la plus favorable au remaniement". Les arènes litées sont très proches des arènes par leur granulométrie et leur minéralogie, elles sont toutefois un peu plus riches en fines que les arènes *in situ* ; seules la structure et la texture ont été modifiées, les lits sont "le résultat d'une déformation progressive ... de la masse rocheuse arénisée sous l'effet de la gravité", aussi sont-ils "enracinés" à l'amont. "Les formations à blocs sont des arènes sur le plan strictement granulométrique", avec souvent un léger enrichissement en limons et une augmentation de la part des minéraux primaires mais texture et structure originelles ont été complètement détruites.

Pour J.C.Flageollet, nous l'avons déjà vu, les deux formations ne correspondent pas forcément à deux épisodes périglaciaires nettement séparés mais peuvent au contraire avoir été mis en place d'une façon synchrone.

Ainsi, toutes les études antérieures insistent sur l'importance des héritages périglaciaires, en particulier sur les dynamiques qui ont remobilisé les formations arénacées meubles. Nos propres observations confirment le fait. Avant de les présenter, nous nous sommes intéressé à la question controversée d'un éventuel englacement du Limousin.

B- Le problème des héritages glaciaires.

Pour les premiers géographes et géologues qui se sont intéressés au Limousin, l'englacement ne fait pas de doute. Reprenant les idées de Ph.Glangeaud, Ph.Arbois (1922) décrit des cirques entre Barsinges et le hameau de Beynat, des glaciers de vallée, une moraine frontale à Saint-Merd-les-Oussines et à deux kilomètres à l'aval, "une autre moraine avec un cône de transition fluvioglaciaire, formations auxquelles pourraient se relier plus en aval une terrasse de 10 - 12 m visible à la gare de Bugeat." Pour A.Perpillou (1940), il y aurait eu un ice-field dans le vaste "piège à neige" qui s'étend à plus de 800 m entre le Puy de Razel, le Puy de Las, le Puy de l'Etang du Diable et le Signal des Fargettes. Pour cet auteur, "les reliefs glaciaires" permettent d'expliquer "les anomalies de détail, qui sans eux, restent à peu près inexplicables." Toutefois, l'auteur sent la nécessité de faire une large part aux "dépôts de head". J. Beaujeu-Garnier (1953) qui attache une grande place aux dynamiques périglaciaires ne rejette pourtant pas tout à fait la possibilité d'un englacement pour les points les plus hauts du massif. "Il n'est nullement absurde de supposer qu'une langue glaciaire ait pu exister vers 900 m d'altitude" et les formations situées à l'Ouest de Saint-Merd-les-Oussines peuvent être interprétées "comme un dépôt glaciaire de front avec phénomène de fusion". La deuxième édition de la carte géologique d'Ussel (1/80 000) publiée en 1962 porte, elle aussi, la trace d'un dépôt glaciaire à l'Ouest de Saint-Merd.

Si l'on analyse la situation géographique du Limousin, on peut retenir des facteurs favorables à l'englacement comme l'altitude (importance des surfaces au-dessus de 800 ou de 900 m) et un bon enneigement lié à la position de façade atlantique. Mais, en fait, ce sont surtout les facteurs défavorables qui l'emportent : la limite des neiges pérennes établie par Y.Veyret (1978, p. 602) pour le versant occidental des hautes terres auvergnates se situe vers 1000 m au maximum de l'englacement würmien, et de ce fait laisse donc à l'écart tout le Limousin ; les études d'enneigement actuel montrent un manteau nival beaucoup plus variable et réduit dans le temps que

dans le massif du Cantal voisin ; enfin, la topographie peu contrastée ne présente guère de secteurs ayant pu servir de véritables pièges à neige.

Dans ces conditions, on comprend que nos propres observations ne nous aient jamais permis de confirmer les hypothèses antérieures. Au contraire, en dépit de la variété lithologique, nous n'avons jamais pu observer ni blocs erratiques, ni véritables moraines.

En revanche, l'étude du remplissage des parties amont des principales vallées permet de faire des observations intéressantes. L'exemple de la haute vallée de la Vézère, bien significatif, apparaît nettement sur la figure 52. La vallée se partage en tronçons qui se différencient à la fois par les formes et les formations superficielles. On peut en retenir trois principaux aspects :

- des secteurs en berceau, de 100 à 200 m de large avec des versants latéraux assez redressés. Les formations qui les colmatent sont des colluvions provenant directement des versants bordiers ; les matériaux n'ont subi de transport longitudinal que dans l'axe des couloirs et sur quelques centaines de mètres.

- des secteurs larges à fond extrêmement plat et à raccord concave doux avec les versants voisins. A l'amont, le remplissage est essentiellement colluvial ; ailleurs, de véritables alluvions bien étalées se mêlent aux colluvions.

- des secteurs en gorge, à longs versants rectilignes, avec, à la base, un raccord concave très court ou absent. Il n'existe pratiquement aucune formation superficielle dans ces passages et la rivière coule sur la roche en place au milieu des têtes de rochers, plus ou moins dégagées.

La répartition longitudinale de ces sections de vallées se fait en fonction des données structurales. Les secteurs élargis correspondent au passage des alvéoles localisés sur des entrecroisements de lignes de faille et à l'emplacement des roches les plus fragiles. Les gorges s'inscrivent dans les cloisons, entre les alvéoles. Cette disposition s'accompagne d'un profil en long en marches d'escalier : aux biefs calmes à pentes très faibles succèdent brutalement, dans les gorges, les sections en rapides. Une telle disposition "classique"

en domaine de socle conditionne la répartition du colmatage de fond de vallée. Il n'y a pas une disposition longitudinale avec passage graduel des colluvions de l'amont aux alluvions plus à l'aval. Tout se passe au contraire comme si chaque tronçon avait évolué indépendamment, le chenal de la rivière ne jouant qu'un rôle de lien assez mineur. A l'amont, les colluvions d'origine froide descendues des versants représentent une telle quantité de matériaux que la rivière ne peut les étaler ; la très forte imbibition liée à la position topographique, l'abondance de la matrice fine, permettent une dynamique même sur des pentes très faibles, ce qui explique l'étalement des matériaux sur de faibles épaisseurs dans une position presque horizontale. Dans les secteurs en berceau, un équilibre s'établit entre les bordures de la vallée où le remblaiement est surtout colluvial et le centre où la rivière peut remanier les matériaux descendus des versants et les étaler. Dans les gorges, la puissance de balayage du cours d'eau est telle que tous les matériaux descendus des versants sont entièrement exportés.

Dans le cas de la haute vallée de la Vézère, une telle distribution est perturbée par la présence de gros bouchons de matériel à allure de grands cônes aplatis. On les trouve seulement dans les secteurs à fond large et plat, immédiatement au débouché de sections en gorge ou en couloir étroit. La figure 52 montre la localisation de deux dépôts de ce type, l'un situé à l'Ouest de Saint-Merd-les-Oussines au Pont de Crouziat (Bugeat : 575,3 ; 70,2), l'autre à l'amont du Lac des Bariousses au Gour Noir (Bugeat : 561 ; 64).

Le dépôt du Pont de Crouziat s'observe vers 780 m, dans un alvéole de 1 km de large au fond très plat, au débouché de la Vézère dans cette cuvette. C'est lui qui a été décrit comme matériel d'origine glaciaire. Il se présente comme une sorte de petite colline au sommet très plat, aux bords raides près de la rivière, aux flancs plus doux partout ailleurs. Visiblement, les formes actuelles sont liées à une importante érosion postérieure à la mise en place, et il ne reste qu'un lambeau de l'accumulation initiale. Ce lambeau domine, de 2 à 4 m, la vaste plaine actuelle. Les matériaux comportent une importante matrice sablo-limoneuse et de nombreux blocs de taille réduite (5 à 10 cm en moyenne) ; la dominante est formée par les quartz

légèrement polis, aux angles arrondis et présentant des cupules de chocs, mais on trouve aussi 10 à 15 % de granite, en particulier de leucogranite à grains fins, soit bien arrondi, soit anguleux. Ce n'est que dans la partie sommitale du dépôt que l'on peut observer de gros blocs de granite atteignant une taille métrique.

L'origine de ces matériaux reste obscure : ce n'est pas un dépôt alluvial simple en raison de la présence de la matrice terreuse, des gros blocs et de l'absence de tri. De même, on peut affirmer que le dépôt n'a jamais été étalé dans tout l'alvéole comme l'imposerait une formation d'origine alluviale. La position du dépôt tout au fond de la cuvette, fait qu'on ne peut rattacher sa mise en place qu'aux toutes dernières étapes de la morphogénèse, comme un épisode ultime, tardif. Il est donc logique de songer à une formation mise en place en période froide. L'idée d'un cône fluvioglaciaire doit être abandonnée pour deux raisons :

- l'absence à peu près certaine de véritables glaces à l'amont pour les raisons évoquées précédemment.

- les caractères peu lavés du dépôt qui font plutôt songer à un écoulement boueux.

Il faut alors se tourner vers de puissants écoulements liés à la fonte d'épaisses couches de neige : le bassin-versant amont, entièrement situé au-dessus de 800 m avec tous les interfluvés dépassant 900 m, permet de concevoir un fort enneigement ; cependant, la fonte des neiges seule, même abondante, peut-elle donner un écoulement suffisamment violent pour qu'il soit capable d'accumuler de puissantes formations détritiques ? Si l'on en juge par les observations réalisées actuellement en période de fonte, force est de répondre par la négative. Mais il faut aussi tenir compte du fait que cette fonte de neige a pu s'accompagner soit de la fonte de la glace de ségrégation d'un sol gelé au moins saisonnièrement comme cela se produit aux hautes latitudes, soit d'abondantes chutes de pluies, ce qui a pu créer, lors de courtes périodes, des quantités d'eau tout à fait extraordinaires. Ajoutons à cela la part importante tenue par les conditions topographiques locales : les nombreux alvéoles de l'amont servent de "pièges" à l'eau qui s'accumule dans ces immenses cuvettes ; toute cette eau doit s'écouler ensuite par le couloir étroit que représente la vallée

de la Vézère vers Saint-Merd. Il s'ensuit un écoulement brutal et rapide provoqué par une sorte d'effet de chasse, capable de mobiliser les matériaux au pied des versants et de les transporter au loin. Brusquement, au Pont de Crouziat, la rivière peut s'étaler, les conditions d'écoulement changent et les matériaux transportés sont alors déposés en vrac, sans doute dans une sorte de "lac" temporaire occupant l'alvéole inférieur dont les eaux ne peuvent s'écouler que lentement en raison des gorges qui le ferment vers l'aval. Ainsi, aux conditions climatiques permettant un écoulement exceptionnel s'ajoutent des conditions topographiques qui, en bloquant puis en canalisant l'écoulement, facilitent la création de véritables chasses d'eau. Aujourd'hui encore, en période de fonte de neige accompagnée de grosses pluies, les alvéoles peuvent être recouverts d'une importante lame d'eau à écoulement ralenti tandis que les secteurs en gorge connaissent une évacuation rapide. Naturellement, la quantité de matériaux transportée demeure faible en raison de la bonne couverture des versants, ce qui n'était pas le cas en période froide.

Le phénomène se retrouve identique au Gour Noir, à l'amont du Lac des Bariousses. Le "bouchon alluvial" est dans une position semblable, au débouché des gorges étroites du Saut de la Virole dans l'alvéole de Vaud-les-Bariousses. L'accumulation a environ 5 m d'épaisseur, les matériaux sont en vrac, de toute taille, les plus gros ayant une moyenne de 40 cm de grand axe ; toutes les familles lithologiques de l'amont sont représentées mais on note une dominance des granites porphyroïdes légèrement orientés ; l'aspect des blocs est relativement sain et témoigne en faveur d'un dépôt récent. Comme au Pont de Crouziat, la mise en place est à attribuer à l'effet de chasse lié au passage, dans des gorges étroites, d'énormes quantités d'eau accumulées dans les alvéoles situés plus à l'amont.

Parfois, quand la brutalité dans le changement d'écoulement est moindre, les dépôts alluviaux peuvent être moins abondants et, dans ce cas, plus étalés. C'est ainsi qu'à l'aval de Bugeat, de part et d'autre de la grande boucle décrite par la rivière, les dépôts alluviaux grossiers sont disposés dans la plus grande partie de l'alvéole.

Des dépôts comme ceux de la haute Vézère ne peuvent être assimilés à des formations morainiques comme cela s'est produit dans le passé. Ce ne sont pas non plus de simples alluvions. Leur genèse nécessite des conditions particulières liées à de brusques écoulements d'eau et à une topographie associant des goulots étroits et de larges bassins. Paléoclimatiquement, ces dépôts impliquent des conditions froides et océaniques avec d'importantes quantités de neige fondant brutalement en raison sans doute d'étés marqués, peut-être accompagnés de fortes chutes de pluies et/ou de la fonte de la glace contenue dans le sol.

C- L'importance des formations arénacées remaniées.

Partout en Limousin les versants sont recouverts du type de formations à blocs que l'on a désignées jusqu'alors sous les termes de "convois à blocs" ou de "head" et que nous proposons d'appeler "formations gélifluées à blocs". Ces formations ont un aspect hétérogène, avec une matrice sablo-limoneuse enveloppant des blocs de toute taille. Elles reposent tantôt sur l'arène en place, tantôt sur l'arène remaniée par des fauchages ou des litages. Très souvent, "l'association ternaire" classique est complète avec la superposition : convois à blocs / arène litée / arène en place. La figure 53 en montre un bon exemple sur la retombée sud du massif d'Ambazac à Chazelas-Bonnac-la-Côte (Ambazac : 519 ; 104,7). Le fauchage des arènes est bien matérialisé par les filons qui, d'abord ployés, sont ensuite cassés et étirés sur le versant ; par-dessus, l'alternance de lits gras et de lits maigres se lit bien ; les formations de surface, épaisses de plus d'un mètre, contiennent des blocs anguleux, sains, appartenant à un granite à grain plus fin que celui qui est en place ; le contact entre ces formations et les arènes est ondulant et assez bien marqué.

Des coupes comme celle-ci sont susceptibles d'être rencontrées n'importe où en Limousin, aussi bien en altitude que dans les parties

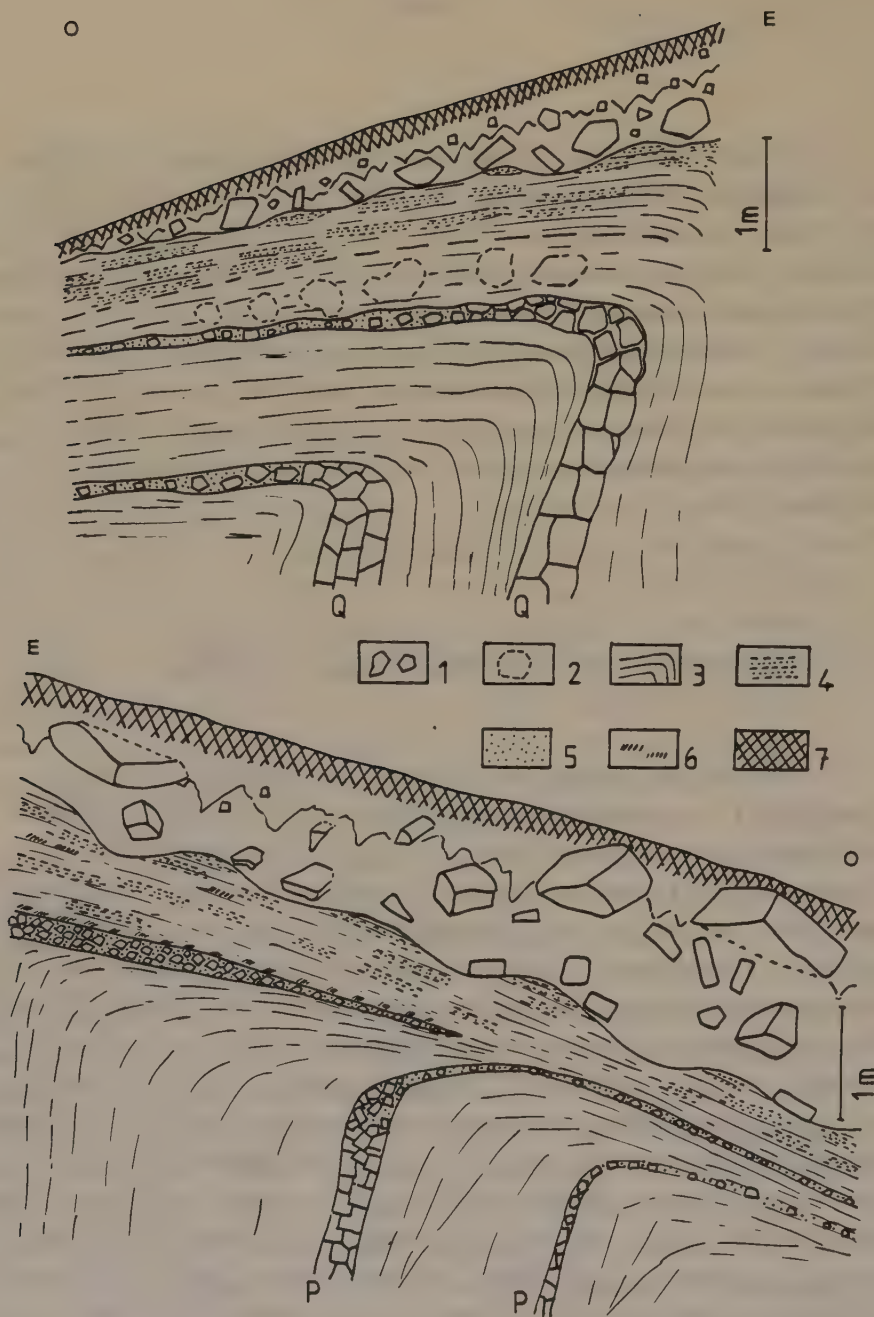


Fig. 53 : Coupe de Chazelas (Bonnac-la-Côte).

CHAZELAS

1. blocs sains. - 2. blocs altérés.
3. arènes fauchées. - 4. arènes litées.
5. sables grossiers lavés. - 6. mince horizon enrichi en fer.
7. horizon humifère.

les plus basses des plateaux. Toutefois, on ne les retrouve pas avec la même régularité dans les deux cas. Ceci tient évidemment aux possibilités de mise en place, mais aussi sans doute, aux conditions de conservation : elles sont beaucoup plus abondantes dans la Montagne et sur les petits massifs granitiques isolés ; au contraire, elles sont plus rares sur les plateaux métamorphiques.

Toute comparaison Montagne - Plateaux bâtie sur une étude statistique est impossible à mener compte tenu des mauvaises conditions d'observation. En l'absence de sondages nombreux, le chercheur est contraint de se servir des carrières et des tranchées effectuées lors des rectifications de routes, beaucoup plus nombreuses on s'en doute sur les Plateaux que dans la Montagne. L'absence de données suffisantes et régulièrement réparties nous a conduit à abandonner cette méthode et à lui préférer l'étude de petits secteurs géographiques représentatifs de l'ensemble, puis à généraliser nos résultats grâce à une réflexion critique. Nous présenterons d'abord les observations d'ensemble, puis nous éclairerons la distribution géographique et les applications paléoclimatiques par des exemples locaux.

1- La distribution géographique.

a/ En Montagne limousine, tous les versants sont couverts par des formations déplacées à arène et blocs mélangés du type géliflué décrit en Margeride. Les vallons sont remblayés par le même type de formation ce qui leur confère l'aspect bien connu "en berceau". La distribution de ces formations sur les versants est la même quelle que soit l'altitude dans le cadre de la Montagne limousine. On trouve une disposition identique sur tous les massifs granitiques du pourtour de la Montagne à condition d'avoir une topographie suffisamment différenciée en cloisons et en alvéoles, c'est-à-dire chaque fois que l'on a des versants du "type Montagne" tels que nous les avons décrits dans le premier Livre.

En Limousin, tout se passe comme si les différences d'altitude n'avaient pas été assez marquées pour introduire un véritable étagement dans les dynamiques affectant les formations arénacées. On ne note pas de différences dans l'aspect de "l'association ternaïre"

entre la coupe de Bonnac-la-Côte située à 360 m au pied du massif d'Am-bazac et celles des sommets de la Montagne. De même, il n'y a pas de changements notables dans les coupes les plus occidentales comme celles des Monts de Blond ; les phénomènes qui pourraient résulter d'une plus ou moins grande continentalité sont donc atténués. Il est vrai qu'à l'échelle d'une petite région comme le Limousin, un tel type de phénomènes peut difficilement apparaître.

En revanche, il existe des différences sensibles à l'échelle du versant en fonction de la topographie initiale. Sur un versant à dominante convexe, la disposition des revêtements à blocs est la suivante (fig. 54, A.a) :

- au sommet , l'épaisseur est faible et les blocs n'ont parcouru que quelques mètres. On devine encore parfois leur localisation originelle et on peut retracer leur court cheminement à partir des déformations des panneaux non arénisés, surtout dans le cas de la présence de filons de microgranite ou de quartz.

- le pied du versant, au contraire, est fortement couvert ; plusieurs mètres de dépôt sont parfois visibles et certaines coupes ont pu montrer de 4 à 6 m de matériaux ; mais ces chiffres restent une exception et, le plus souvent, l'épaisseur ne dépasse guère 2 m. La formation est toujours très hétérogène avec des blocs de toute taille, graviers, sables et limons ; la disposition est le plus souvent quelconque avec, toutefois, de nombreux blocs à plat ou "relevant légèrement du nez". L'origine des blocs est toujours locale, mais ils peuvent avoir cheminé depuis le haut du versant sur plusieurs centaines de mètres ce qui entraîne un début de mélange pétrographique. Les blocs ont toujours un aspect anguleux, les angles étant tout juste tombés et leur dimension correspond exactement au diaclasage visible sur les parties saines de la roche.

- entre les deux, sur la section plus ou moins rectiligne qui sert de transport aux matériaux, l'aspect est identique à ce qui se passe à la base mais l'épaisseur est moindre et reste à peu près constante, de l'ordre de 0,70 à 1 m.

Du haut en bas du versant, les différences dans l'aspect de l'arène litée sont beaucoup plus difficiles à saisir. Les enracinements des lits gras et des lits maigres se lisent à tous les niveaux,

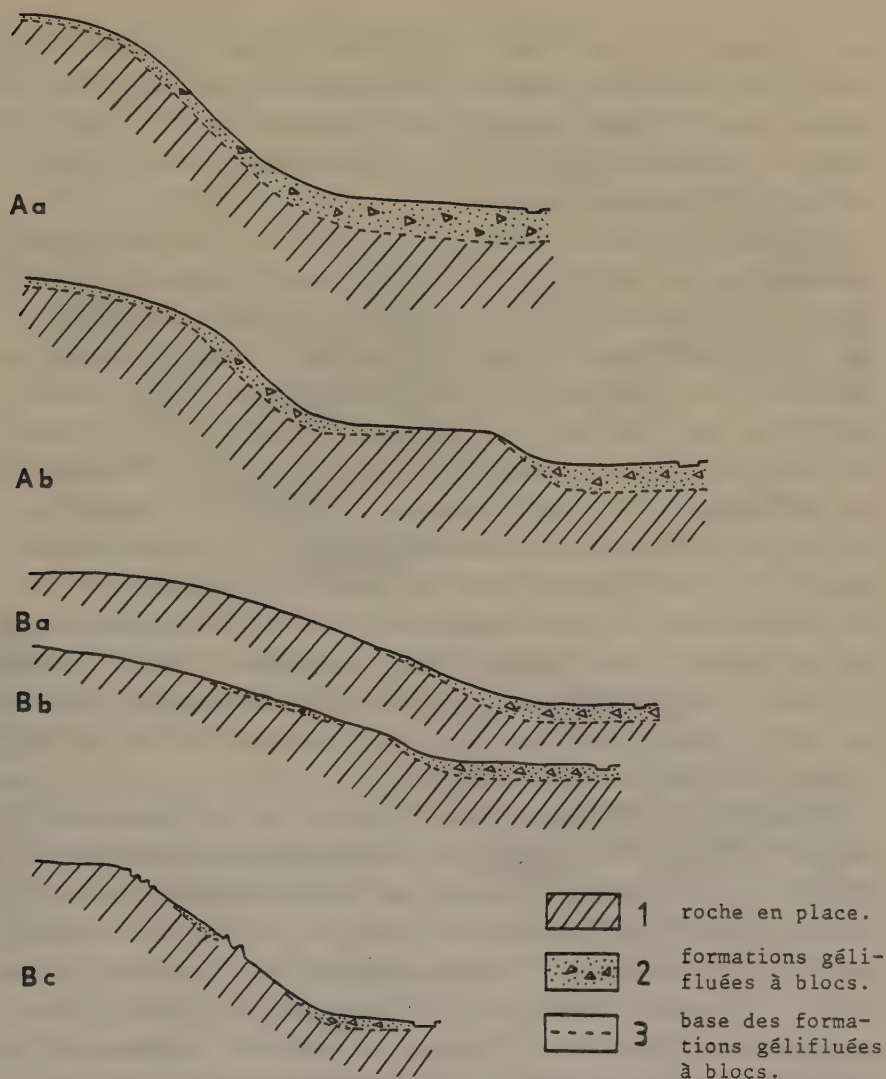


Fig. 54 : Distribution des formations gélifluées à blocs sur les versants, en Limousin.

- A- versant de "type Montagne" : a- versant convexo-concave simple.
 b- versant convexo-concave avec intercalation d'un replat. -
 B- versant de "type Plateaux" : a- versant convexo-concave simple.
 b- versant convexo-concave avec intercalation d'un replat.
 c- versant raide des vallées encaissées.

Les dimensions sont suffisamment variables pour qu'aucune échelle n'ait été indiquée. Se reporter aux indications du texte.

les étirements les plus longs se présentant lorsque la pente est la plus faible. Au pied du versant, l'observation des arènes litées est beaucoup plus difficile en raison de l'épaisseur des revêtements à blocs ; on remarque qu'elle se produit même sur des pentes faibles, de l'ordre de quelques degrés.

Cette disposition se répète à l'infini sur tous les versants convexes. Dans le cadre de l'alvéole, des nuances interviennent en fonction des aspects divers de la topographie. Les replats introduisent de courts éléments convexo-concaves lesquels sont multipliés en raison de l'aspect multilobé de ces replats, aspect dû à la dissection du fond de l'alvéole. Ces éléments de la topographie se conduisent comme les grands versants à dominante convexe et la distribution des revêtements à blocs y est identique ; on doit noter toutefois, une section de transport beaucoup plus courte et de ce fait une accumulation à la base beaucoup moins épaisse. Le replat proprement dit est recouvert dans sa partie sommitale par la base du versant convexe qui le surmonte et les dépôts venant de ce dernier s'étalent largement ; à l'aval, il fonctionne comme un sommet de section convexe ; entre les deux, suivant la taille du replat, on peut avoir un secteur nu plus ou moins important (fig. 54, A.b).

Ainsi, les variations dans la disposition des formations d'origine froide sont étroitement liées aux variations topographiques, lesquelles matérialisent le résultat des diverses phases érosives du Tertiaire final et du Quaternaire. Quand le versant d'une cloison tombe directement au-dessus du vallon principal de l'alvéole, le versant est entièrement couvert et, à la base, les revêtements à blocs sont particulièrement épais. Lorsque, au contraire, la cloison s'interrompt au-dessus d'un replat, les formations superficielles d'origine froide sont discontinues et moins épaisses. La figure 55 donne une vue de la disposition spatiale des formations arénacées dans le cadre d'un alvéole.

Les variations selon l'orientation sont difficiles à saisir sur le terrain. Ce ne sont que des changements minimes dans l'épaisseur des revêtements ou dans l'inclinaison des lits des arènes.

Dans les talwegs, les apports sont relativement moins importants qu'on ne pourrait l'imaginer. Les tranchées montrent une épais-

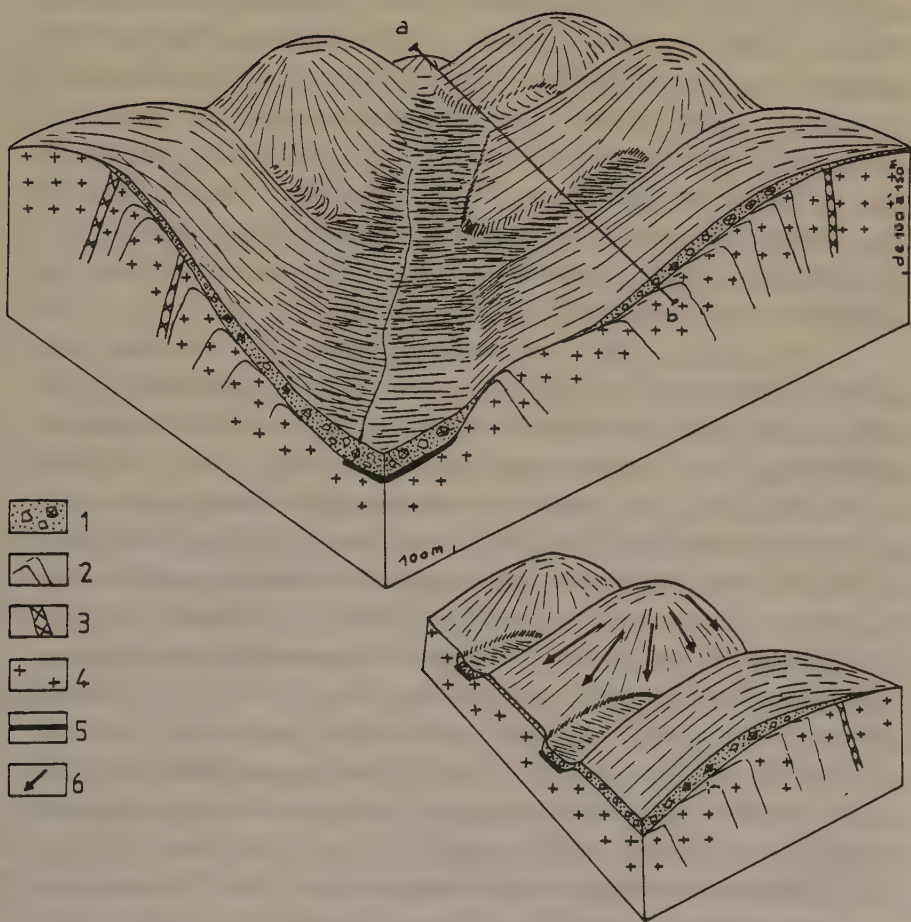


Fig. 55 : Disposition des formations arénacées remaniées dans le cadre de l'alvéole : blocs diagrammes schématiques.

1. formations gélifluées à blocs. - 2. arènes fauchées et litées. - 3. filons. - 4. arène et granite en place. - 5. horizon argileux. - 6. directions du déplacement des matériaux.

Le bloc-diagramme en annexe est réalisé selon la coupe ab.
L'épaisseur des formations a été exagérée.

seur des matériaux faible que l'on peut estimer aux environs du mètre en moyenne. Les formations y sont plus lavées que sur les versants mais on ne trouve pas de trace de tri ou de disposition en lentilles ; l'aspect rappelle une mise en place avec un "écoulement pâteux". Il convient d'imaginer des apports de versant qui se gorgent d'eau en atteignant le pied du versant et, devenant plus mobiles, parcourent quelques centaines de mètres en suivant l'axe du talweg. Ce n'est que dans le cas des vallées les plus importantes que l'on peut noter une redistribution fluviatile des matériaux qui prennent dans ce cas l'allure de véritables alluvions. Le fond de la vallée est alors horizontal et le raccord avec le versant marqué.

Très souvent, dans les fonds de vallées, sous les remplissages de type formations à blocs gélifluées, existe un horizon très argileux, gris bleu, épais de 20 à 40 cm. Si la couleur s'explique facilement par les conditions réductrices du milieu, il est plus difficile de comprendre les raisons qui ont conduit à l'accumulation d'argile : est-ce une simple accumulation en pied de versant, à la base de la formation gélifluée la plus récente ? Est-ce le résultat d'accumulations successives plus anciennes, fortement altérées ? Il est bien difficile de trancher en l'absence d'observations nombreuses. Parfois, cet horizon argileux peut même se substituer à la formation gélifluée. Enfin, dans la partie inférieure de cet horizon, et quelques fois en son sein, on peut remarquer de nombreux galets de quartz, souvent cariés, aux angles tombés. Ils représentent vraisemblablement la fraction résiduelle de formations alluviales anciennes (héritage fini-tertiaire ?) progressivement démantelées au cours du Quaternaire ; dans ce cas, l'accumulation d'argile pourrait représenter elle aussi le résidu de ces vieilles nappes.

b/ Sur les plateaux limousins, une observation rapide pourrait faire croire à l'absence complète des formations arénacées déplacées. La faiblesse des pentes et l'importance de l'exploitation agricole sont à elles seules capables d'expliquer un tel état de fait. En vérité, la recherche attentive des coupes et leur lecture montrent que ces formations existent et ont sans doute connu une extension plus importante qu'aujourd'hui.

La région d'Aureil-la-Geneytouse-Saint-Paul, au Sud-Est de Limoges est un bon exemple. Tous les versants de cet interfluve Vienne - Briance ont évolué de la même façon que l'on soit sur les granites d'Aureil ou les métamorphites. Les formations gélifluées à blocs apparaissent à partir de 8 à 9° ; elles sont généralement peu épaisses, de l'ordre de 30 à 40 cm ; elles s'étalent dans des vallons larges au fond desquels elles forment une couverture qui ne dépasse guère 1 m à 1,50 m (fig. 54, B.a). Dans le cas de l'intercalation d'un petit replat la nappe des formations gélifluées peut être dissociée sur le versant (fig. 54, B.b). Sur les versants à pente forte des vallées principales, cette répartition est aussi irrégulière, fonction de la pente et de la présence ou non de chicots (fig. 54, B.c).

D'une manière générale, les revêtements géliflués des plateaux contiennent moins de blocs que ceux de la Montagne, ce qui peut s'expliquer par le petit nombre des panneaux de roche saine qui subsistent en raison d'une altération poussée et homogène ; ce n'est qu'en présence de filons résistants de quartz que l'on assiste à un bel étalement des blocs, comme autour de la crête filonienne située au Sud-Est de Bussière-Boffy, à l'Ouest des Monts de Blond.

La partie supérieure du versant ne possède aucune trace de formations gélifluées : la roche altérée est couverte directement par le sol brun acide actuel ; de loin en loin, des filons de granite sain ou de quartz permettent de voir de rares blocs délogés de quelques centimètres sur le versant. Une telle répartition des formations superficielles pose problème : la présence de pentes inférieures à 8 - 9° est-elle suffisante pour expliquer l'absence de dynamiques gélifluidales ou bien faut-il concevoir que celles-ci se sont étendues plus largement et ont disparu depuis ? Au cas où les dynamiques gélifluidales n'auraient pas affecté le sommet des interfluves, quelles étaient les dynamiques froides qui y sévissaient au même moment ? Le plus vraisemblable est d'envisager une dynamique à tendance gélifluidale étendue sur tout le versant mais qui, à cause de l'absence de pente, ne se serait pratiquement pas exprimée en haut de versant. Il y a à cela deux raisons :

- l'environnement paléoclimatique montre des traces de gélifraction et de gélifluxion jusqu'à des altitudes très basses.

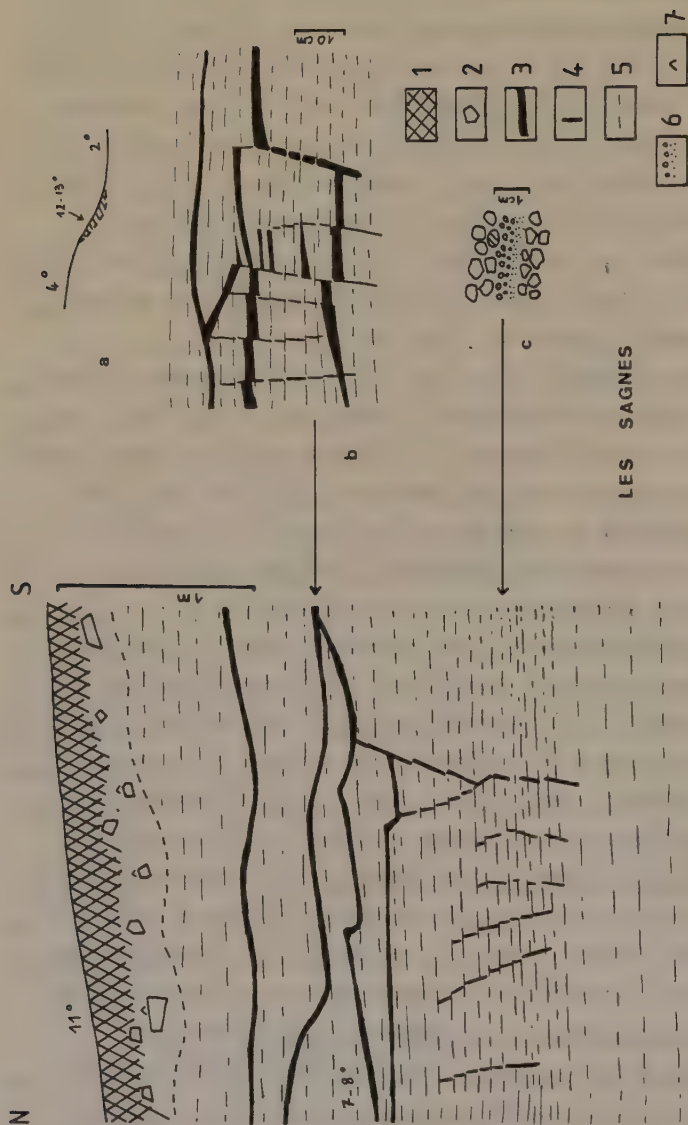


Fig. 56 : Coupe des Sagnes (Limousin).

a- situation topographique de l'entaille. - b- détail des accumulations argilo-limoneuses en bande. - c- détail de l'arène structurée.

1. horizon humifère. - 2. blocs de granite sain. - 3. accumulation argilo-limoneuse en bande. - 4. revêtement ferro-manganique le long des diaclases. - 5. structure lamellaire dans l'arène. - 6. sables lavés. - 7. coiffes argilo-limoneuses.

- la lithologie n'est pas non plus un facteur limitant : la bande de micaschistes située entre Gourdon et Treignac peut donner de splendides revêtements sur les longs versants à pentes fortes de la région du ruisseau des Ganes. De même, les embréchites de la région du Puy Connieux - Forêt de Boubon, entre Cussac et Châlus, présentent d'épais revêtements de type gélifluidal. Dans ces conditions, l'absence de beaux revêtements de formations arénacées à blocs s'explique surtout par le manque de pentes fortes.

Quant aux fauchages dans la roche altérée, ils existent mais ils sont généralement courts et surtout visibles au niveau de l'enracinement, marqués par de petits décalages latéraux affectant les filonnets et les diaclases ; le contact avec les revêtements à blocs n'est pas toujours très net. En de nombreux secteurs, une structure lamellaire du type de celle provoquée par la glace de ségrégation est visible ; elle montre que tous les versants ont été affectés par des phénomènes de gel/dégel profond ce qui confirme l'hypothèse émise pour les formations gélifluées à blocs. Un bon exemple de structuration lamellaire apparaît sur la coupe des Sagnes (Saint-Léonard : 383,7 ; 5070,8) représentée par la figure 56. Sous une formation gélifluée peu épaisse et aux limites floues, le découpage lamellaire est net, d'abord espacé, puis serré et à nouveau progressivement plus espacé vers le bas, au-delà de 2 m de profondeur. Le détail (b) laisse apparaître de petits décrochements et le découpage des bandes d'accumulations argilo-limoneuses ou ferromanganiques qui remplissent les diaclases majeures. L'aspect lité des arènes est net avec, dans les lits grossiers, un lavage des sables et un classement vertical des matériaux, les plus fins à la base, les plus grossiers au sommet du lit (fig. 56, C).

2- Les caractères généraux des formations gélifluées à blocs et des arènes gélimobilisées du Limousin.

L'étude des nombreuses coupes visibles en Limousin permet d'aboutir à quelques remarques générales que nous exposons ici.

a/ Des formations déplacées superposées aux caractères peu différenciés.

En Limousin, la coupure entre arènes gélomobilisées et formations à blocs est toujours, en apparence, peu marquée. Certes, deux séquences existent bien et sont reconnaissables par leurs caractères sédimentologiques, en particulier l'accroissement en limons de la formation la plus superficielle, certes la formation supérieure à blocs ravine le plus souvent l'arène sous-jacente, mais des similitudes de faciès peuvent être observées ce qui explique que certains auteurs aient pu douter de l'hétérochronisme (J.C.Flageollet, 1975).

Ces similitudes de faciès tiennent au fait que les dynamiques de mise en place n'ont pas été aussi différenciées qu'elles le sont par ailleurs. Cela apparaît dès l'observation macroscopique :

- les arènes gélomobilisées incorporent souvent en leur sein des blocs plus ou moins déplacés dont la vue en coupe rappelle les caractères des véritables formations à blocs, mais, issus de filons ou de panneaux sains, les blocs subissent une incorporation du même type que celles des arènes fauchées ; leur disposition apparente en grosses lentilles tient au fait que les coupes sont souvent perpendiculaires au fauchage.

- Les formations à blocs ne présentent que rarement l'aspect en "boulette" témoin d'une rotation des matériaux et par conséquent d'une véritable mise en place gélifluidale. Les coiffes argilo-limoneuses ne sont visibles que sur le sommet des agrégats ; seules quelques ébauches de revêtements mal venus, disposés sur deux ou trois côtés des éléments lithiques témoignent en faveur de quelques mouvements de rotation, mais ces derniers ont toujours été limités. On ne se trouve donc pas de manière systématique en présence d'une véritable formation à blocs gélifluée. Les caractères sont plutôt ceux d'une dynamique intermédiaire entre un fauchage par cryoreptation et une soli-gélifluxion vraie.

Formations à blocs non véritablement géliturbées, arènes structurées possédant des blocs incorporés, ces deux familles de dépôts présentent des points communs plus nombreux que dans la majorité des formations arénacées de ce type.

En ce qui concerne les dynamiques, il faut faire appel, dans les deux cas, à un gel/dégel important mais les différences existent cependant :

- les arènes gélomobilisées présentent souvent après le fauchage et le litage, un véritable fluage, là où l'excès d'eau et de fines provoque un début de rotation des matériaux. Ce "faciès" des arènes remaniées par le gel est fréquent en Limousin où il affecte surtout la moitié inférieure des versants. Il indique des conditions paléoclimatiques où l'humidité joue un grand rôle.

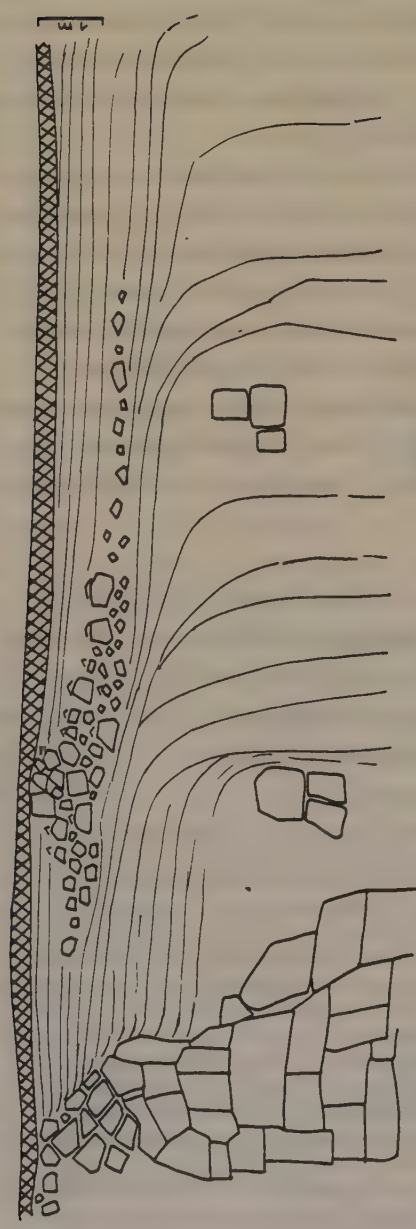
- les formations gélifluées à blocs ont nécessité un froid intense (gélifraction des têtes de rochers) ; le déplacement sur le versant est plus important (de l'ordre de la centaine de mètres) et le brassage des matériaux plus poussé, ce qui s'explique par une quantité de limons disponibles plus abondante, et sans doute aussi par une grande quantité d'eau, peut-être en raison d'un début d'imperméabilisation par le gel du sol. En dépit de ces conditions favorables, on ne passe pas à une véritable gélifluxion avec rotation des matériaux et, dans ce cas, on ne possède pas de preuves de l'existence d'un véritable pergélisol.

En aucune manière, les blocs incorporés dans l'arène ne peuvent être interprétés comme autant d'épisodes différents et par conséquent servir d'élément de datation : les arènes et les blocs qu'elles incluent ont bougé solidairement sur le versant. C'est ce que montrent les figures 57, 58 et 59 représentant les coupes de la Varliette, de Celle et de Vauveix.

La coupe de La Varliette (fig. 57,1) entre Beaumont et Chateaucourt (Royères : 2086 ; 562,8) entaille vers 650 m d'altitude le tiers supérieur d'un versant dont la pente est, à cet endroit, de 9°. La roche est un granite à deux micas à grains moyens. La formation gélifluée à blocs a été tronquée par l'érosion agricole et un ranker anthropique repose directement sur l'arène structurée. On remarque aisément comment un amas de blocs, en forme de loupe, est incorporé dans l'arène légèrement déplacée. La structure de détail ne montre pas de limite nette entre l'arène fauchée et les blocs, les matériaux s'interpénètrent ; tout au plus peut-on noter, à la base des blocs, un léger recouplement de l'arène structurée, comme si la partie chargée en blocs avait connu un mouvement un peu plus rapide et était allée un peu plus loin que les arènes sous-jacentes. Aucun argument ne permet de séparer la mise en place des blocs de celle de l'arène qui les entoure. L'absence de structure en "boulettes" ou de coiffes sur tous les côtés des blocs indique qu'il n'y a pas eu de rotation des matériaux mais seulement un déplacement latéral. Les coiffes que l'on observe uniquement sur la face supérieure des blocs sont postérieures

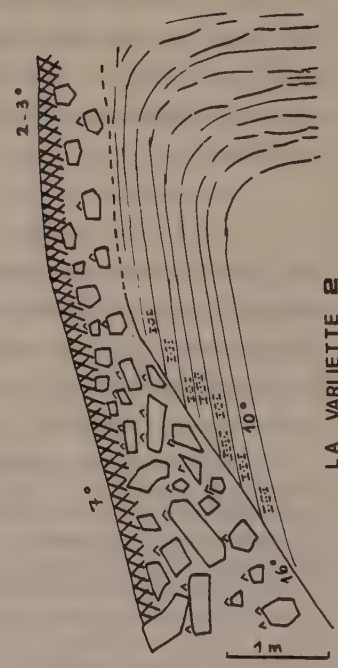
0

E



LA VARLIETTE 1

- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 



LA VARLIETTE 2

Fig. 57 : Coupe de La Varliette (Limousin).

- 1. horizon humifère.
- 2. blocs de granite sain.
- 3. arène fauchée.
- 4. arène litée.
- 5. coiffes argilo-limoneuses (plus ou moins épaisses).

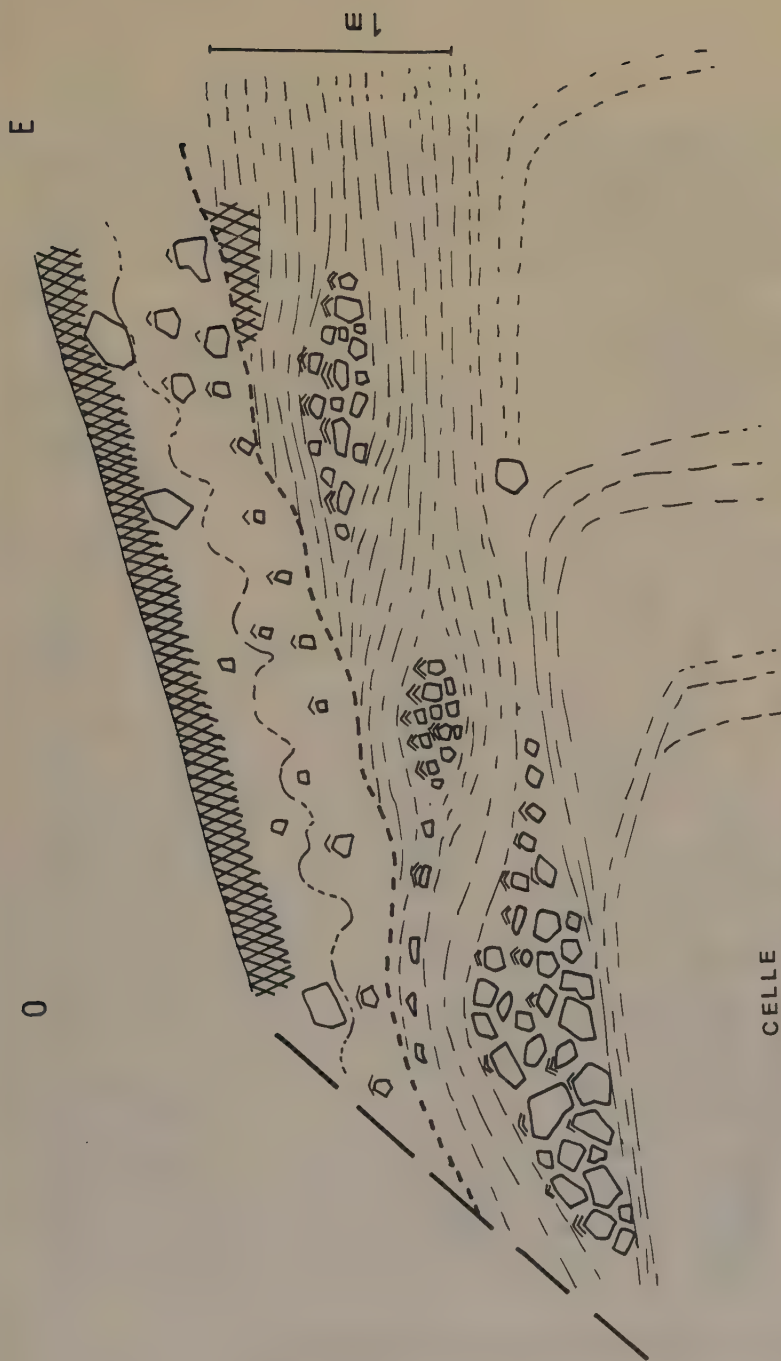


Fig. 58 : Coupe de Celle (Limousin).
 Même légende que la figure 56.
 Noter l'épaisseur des coiffes argilo-limoneuses.

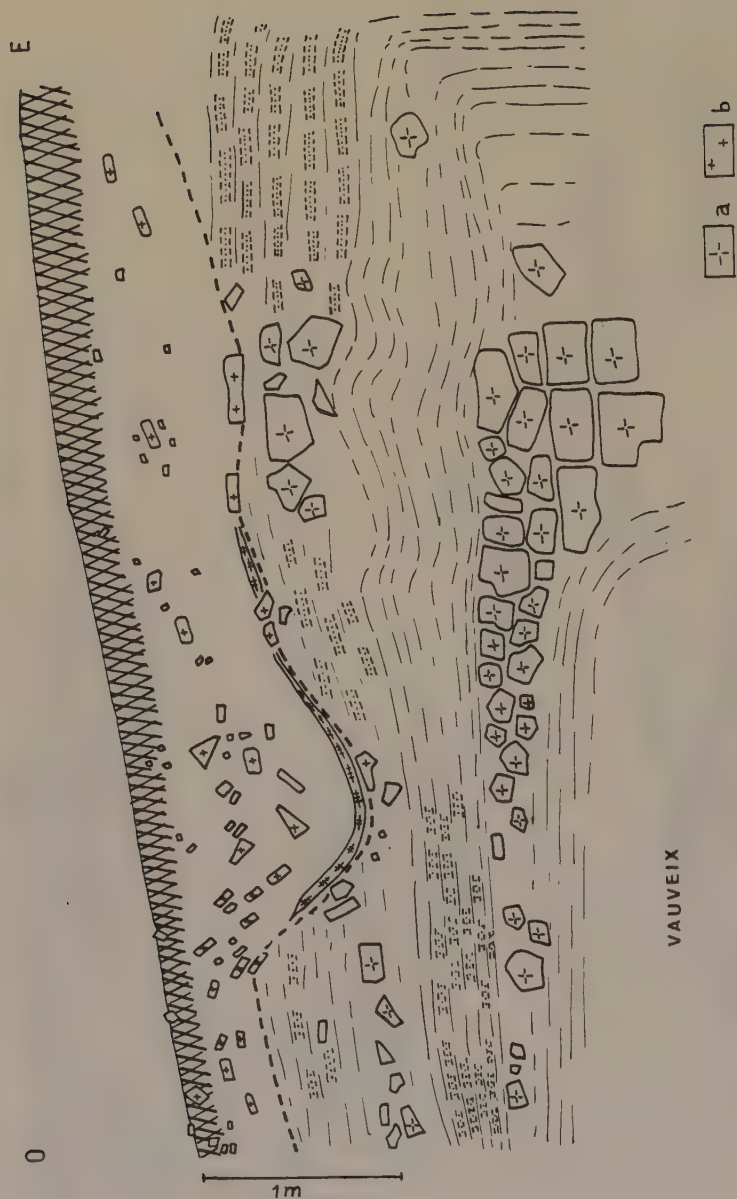


Fig. 59 : Coupe de Vauveix (Limousin).

Même légende que la figure 57.

Noter les deux types de granite et l'intercalation d'un horizon durci entre les formations gélifluées à blocs et les arènes gélifluées.

a- granite à grains grossiers hétérogènes. - b- granite à grains fins.

à l'arrêt des mouvements.

A Celle, trois amas de blocs en forme d'amande sont incorporés sans limite marquée au sein de l'arène simplement fauchée (fig. 58). Ils correspondent à des secteurs plus riches en blocs, enracinés obliquement vers l'amont, ayant légèrement flué, ce qui les a déformés en loupes. Là encore, aucun argument ne permet d'en faire trois épisodes successifs. La masse de l'arène et les blocs ont été fauchés en même temps.

De même, à Vauveix (Royères : 414,1 ; 5070,5), l'un des horizons chargé en blocs est visiblement encore enraciné à l'amont, ce qui prouve bien l'intérêt des hypothèses que nous venons d'énoncer ; les autres amas de blocs incorporés au sein de l'arène fauchée et litée n'ont pas leurs racines visibles en raison d'un point d'attache plus interne dans la coupe (fig. 59).

Ainsi, en apparence, plusieurs "horizons" existent dans l'arène fauchée ou litée mais les horizons intercalés chargés en blocs ne peuvent pas être interprétés comme l'équivalent des formations gélifluées de surface, et n'ont, de ce fait, ni valeur chronologique, ni signification paléoclimatique à part. Ils font partie intégrante de l'arène structurée. Une preuve supplémentaire est donnée par l'analyse lithologique de la coupe de Vauveix (fig. 59) : dans l'arène fauchée, y compris les niveaux à blocs, le granite est à grains grossiers, hétérogènes et donne des blocs mal équarris ; il s'agit du granite qui affleure à l'emplacement de la coupe. Dans la formation à blocs, le granite est au contraire leucocrate, à grains fins et se débite en petits parallélépipèdes aux côtés lisses et aux angles à peine tombés ; ce type de granite n'existe qu'en filon dans le précédent ; dans le cas de la coupe de Vauveix, il arme le versant quelques dizaines de mètres à l'amont. Ainsi, en dépit du caractère peu différencié des formations, on peut être sûr d'un déplacement longitudinal important pour la formation à blocs de surface et d'une sub-autochtonie pour les horizons à blocs de l'arène structurée. Une coupure sédimentologique existe donc bien entre formations à blocs et arène structurée par le gel : l'ampleur des dynamiques est si différente qu'elle implique, toutes choses étant égales par ailleurs, deux épisodes séparés.

b/ Une discordance entre les deux formations principales.

En dépit des faciès qui sont parfois peu différenciés

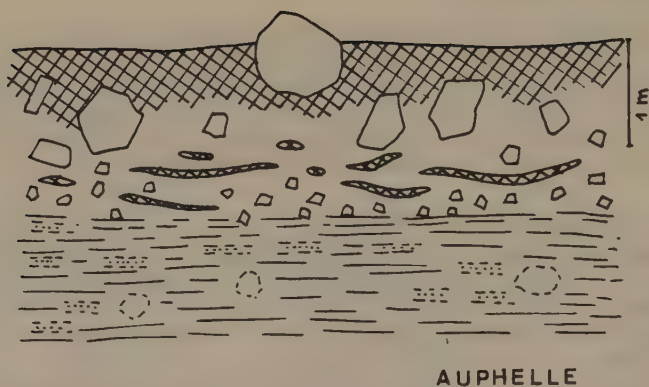


Fig. 60 : Coupe d'Auphelle (Limousin).
Même légende que la figure 57.

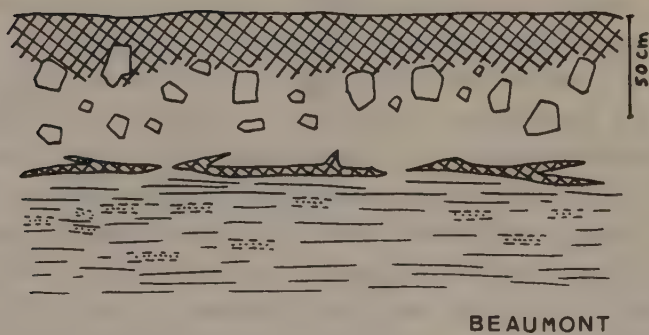


Fig. 61 : Coupe de Beaumont (Limousin).
Même légende que la figure 57.

les arènes gélimobilisées et les formations à blocs sont séparées par un contact marqué, jalonné localement par des ondulations ou de petits ravins de taille métrique que la formation supérieure remblaie complètement.

Une discordance angulaire forte peut exister entre les deux formations. A la Varliette (fig. 57,2) la coupe effectuée en bordure d'un petit vallon en berceau situé vers 650 m d'altitude montre un bon exemple de cette discordance. On remarque comment les arènes fauchées, à pente 10°, sont recoupées par un paléoversant incliné à 15-16°. Le remplissage permet à la pente actuelle du vallon d'être ramenée à 7°. Une telle disposition prouve l'existence d'un important ravinement entre les deux formations, ravinement ayant tronqué les arènes litées.

Fréquemment entre les deux formations principales s'intercale un paléosol, ce qui permet de montrer que la discordance a valeur chronologique, les deux formations étant de ce fait séparées par un épisode relativement long.

A Celle, la figure 58 présente l'intercalation d'un horizon humifère dont il ne reste qu'un étroit panneau au sommet des arènes mobilisées par le gel.

La coupe située près de la base nautique d'Auphelle (Royère : 410,1 ; 5072,3) à l'altitude de 700 m, sur un versant à regard est, (fig. 60) montre, dans la partie inférieure des formations gélifluées l'intercalation de bandes argileuses et humifères qui sont autant de témoins d'un ancien sol, incorporé dans la formation gélifluée lors de la mise en place de cette dernière. L'importance du sol, ses caractères rappelant un ranker cryptopodzolique d'altitude nécessitent une pédogenèse assez longue, des conditions climatiques relativement tempérées et une stabilité du versant. Il ne peut s'agir que d'un interstade bien marqué séparant les deux épisodes froids fondamentaux responsables de la mise en place des formations principales.

A Beaumont (Royère : 561,4 ; 2085,8), la figure 61 montre, à la base des formations gélifluées, un horizon brun noir, riche en argile et en matière organique, épais de 4 à 5 cm ; cet horizon présente des étirements qui pénètrent en coin dans la formation déplacée.

Le plus bel exemple de paléosol intercalé sous des formations à blocs se situe au col 603, au pied du Puy du Moumet (Royère : 407,5 ;

5068,2). La position de col (ouvert au Nord-Ouest et au Sud-Est) équivalente à une position de bas de versant, et sans doute angle mort vis-à-vis de l'érosion, permet de comprendre la bonne conservation des matériaux. Le matériel affecté est un granite leucocrate à deux micas, à grains gros ou moyens. On peut décrire la superposition suivante (fig. 62) :

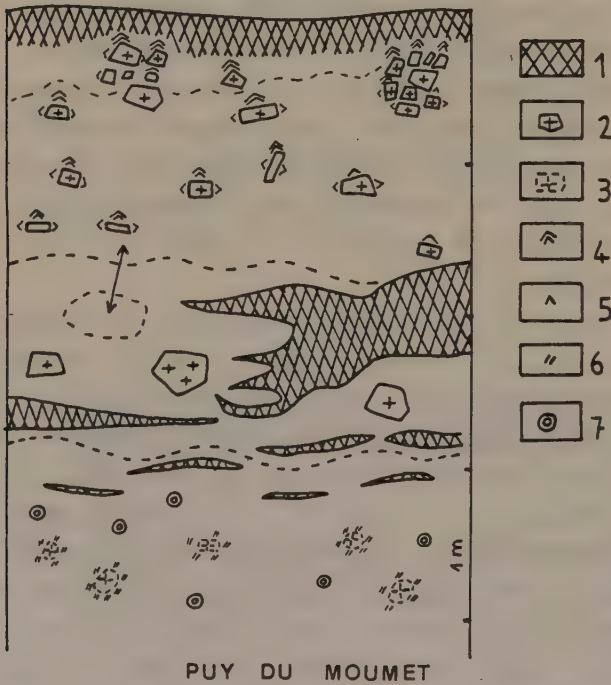


Fig. 62 : Coupe du Puy du Moumet (Limousin).

1. Horizon humifère. - 2. blocs de granite sain. - 3. blocs de granite altéré. - 4. coiffe argilo-limoneuse épaisse. - 5. coiffe argilo-limoneuse peu épaisse. - 6. tache de rouille diffuse d'accumulation ferrique. - 7. agrégat d'accumulation ferrique.

- au sommet, un sol de type ocre podzolique a été en partie tronqué, puis recouvert par des apports anthropiques (40 cm).

- en-dessous, un horizon de 1,50 m d'épaisseur contient des blocs de petite taille, mêlés à une matrice argilo-limoneuse ; cet horizon peut être assimilé à une formation à blocs gélifluée. Les blocs, généralement à plat, relevant un peu du nez, sont recouverts de coiffes argilo-limoneuses sur plusieurs côtés, la plus épaisse étant celle de la face supérieure ; sur les blocs les plus gros, les coiffes ont généralement 2 mm et peuvent atteindre 5 mm, tandis que sur les autres bords, elles ne dépassent pas 1 mm et sont souvent discontinues, localisées dans les creux intergranulaires. Dans la matrice fine, de nombreux agrégats en boulettes peuvent être relevés (taille de l'ordre du millimètre).

Des coiffes intergranulaires, des squelettes, témoins d'une structure lamellaire prouvent l'existence d'un gel/dégel profond après la phase de fixation du versant.

- plus bas, un horizon complexe (de 70 à 120 cm d'épaisseur) incorpore les éléments d'un sol (brun noir) tantôt étiré, tantôt laminé, parfois bien conservé sur 30 cm d'épaisseur. Quelques blocs couverts de coiffes discontinues, peu épaisses, rappellent l'appartenance d'une partie de cet horizon à l'horizon supérieur. La couleur de la matrice est légèrement plus foncée que dans les formations à blocs du sommet.

- à la base, une formation de matériaux déplacés contenant de petits blocs de granite, quelques-uns sains, la plupart complètement altérés, réduits à l'état de fantômes blanchis, avec une auréole de fer d'un millimètre d'épaisseur tout autour. La matrice est argileuse, compacte, elle présente une structure en boulette, des coiffes interagrégats et des petits pores de dégazage. Une légère évolution de type hydromorphe est visible, marquée par des taches rouille soit diffuses en larges auréoles, soit sous forme de petits points (1 cm de diamètre).

- l'arène en place n'est pas visible.

Incontestablement, une telle coupe montre l'existence d'un paléosol bien développé, antérieur à la formation à blocs la plus récente qui l'incorpore à sa base en l'étirant et en le déformant. La formation d'un tel paléosol de type ranker cryptopodzolique d'altitude nécessite un temps assez long, temps durant lequel des conditions relativement tempérées se sont établies, précédant l'épisode froid responsable de l'horizon géliflué.

La formation de base est difficile à interpréter : ce n'est pas une simple arène litée. Il s'agit soit d'une formation à blocs ancienne comme le suggère l'altération poussée de ses constituants, soit de la terminaison aval d'une arène structurée ayant subi des mouvements de rotation ; dans ce dernier cas aussi, il faut envisager un

épisode assez ancien en raison de l'état des matériaux.

L'existence de paléosols qui s'ajoutent aux ravinements et aux discordances angulaires signalées entre formations à blocs et arènes gélimobilisées, implique nécessairement une séparation dans le temps entre les deux formations.

c/ Une illuviation de plus en plus importante avec l'altitude.

Les traces d'illuviation matérialisées par la présence de coiffes argilo-limoneuses sur les fragments rocheux s'observent à peu près partout, mais on voit leur taille augmenter régulièrement depuis les altitudes les plus basses jusqu'aux sommets. A Bonnac-la-Côte (380 m), les coiffes sont ténues, difficiles à observer, localisées principalement dans les petites irrégularités qui accidentent les faces des blocs (à l'échelle de l'arrachement d'un grain minéral). Au contraire, au col situé au pied nord du Puy de Moumet, à 603 m, sur les plus gros blocs, la coiffe peut atteindre 5 mm. D'une manière générale, dans les coupes situées au-dessus de 500 - 600 m, les coiffes sont toujours épaisses. Cela traduit une illuviation plus importante en altitude. Comme la perméabilité de la roche et sa composition chimique ne sont pas fondamentalement différentes d'un endroit à l'autre, c'est le facteur "drainage climatique" qui est en cause. Il traduit une forte augmentation de la quantité d'eau "disponible" avec l'altitude : eau atmosphérique, eau liée au dégel du sol, stock fourni par la fonte d'une importante couverture nivale. Nous avons là le moyen de faire apparaître de légères nuances à l'intérieur d'une même province climatique. Elles se traduisent par une augmentation régulière, avec l'altitude, de la quantité d'eau disponible à l'intérieur du sol.

Parfois, même en altitude, dans certaines coupes, les coiffes manquent. L'observateur pressé ne devra pas conclure à l'absence de phénomènes d'illuviation. Il semble que la disparition des coiffes soit liée à plusieurs situations particulières :

- la coiffe a existé mais a été en grande partie détruite postérieurement, par exemple par entraînement des argiles des horizons supérieurs lors d'une phase de podzolisation. Les coiffes sont alors

démantelées , érodées; elles ne subsistent plus que par petits lambeaux , surtout dans les creux intergranulaires.

La destruction de la coiffe peut aussi résulter d'une attaque par les agents d'érosion météorique dans la mesure où les labours répétés conduisent à l'exposition des blocs à l'air libre. Les coiffes sont alors facilement détruites par la pluie battante ou le gel. Les blocs brassés lors d'un labour ultérieur peuvent se trouver enfouis à nouveau, mais la coiffe a désormais disparu.

Le cas se présente près du cimetière de Beaumont (coupe déjà citée, fig. 61), vers 610 m d'altitude : dans la partie supérieure de la formation à blocs, là où les coiffes sont absentes, le repérage de charbons de bois de 3 mm de diamètre témoigne sans doute de la mise en valeur agricole. Le sommet de la formation à blocs a été remanié par un labour, ce qui a conduit à la destruction des coiffes. Trois kilomètres plus loin, une coupe identique (même roche, même pente, même orientation) présente des coiffes d'une taille supérieure au millimètre, dans un secteur dont on est sûr cette fois, qu'il n'a jamais été labouré...

- la coiffe n'a jamais existé parce que le sol, situé à l'amont du versant ou sur la partie plane d'un replat, n'a jamais pu connaître de phénomène d'illuviation par manque d'éléments transportables (fer, argile).

Prenons l'exemple de la coupe située au pont sur la Vézère, point coté 814, près de Marcy (Bugeat : 578 ; 72,8). Cette coupe (fig. 63-a) montre l'entaille d'un replat très doux dominant un immense alvéole. Les phénomènes étudiés sont des phénomènes de sommet de versant, même si celui-ci ne dépasse que de quelques mètres le fond du talweg. La roche est un granite leucocrate à grains fins, très diaclasé (écartement de l'ordre de 10 à 15 cm) ; en général la roche est saine, mais quelques panneaux altérés sont visibles. Plusieurs observations peuvent être faites :

* l'intervention du gel/dégel est incontestable : une belle structure lamellaire existe dans les secteurs arénisés, bien parallèle au versant, avec des coiffes légères, squelettiques et beaux pores (visible sur 1 m) ; les blocs sont légèrement déplacés en fonction de la pente, de part et d'autre du replat ; des esquisses de cryotur-

bation se manifestent avec des blocs légèrement redressés. Pour prendre une image, on peut dire que tout se passe comme si, sur 1 m d'épaisseur, la roche avait été légèrement soufflée par le gel.

* au centre du replat (fig. 63-b), là où la roche est peu altérée et bien cassée, il n'y a pas de structuration : les blocs sont écartés les uns des autres et un remplissage argilo-limoneux à structure floconneuse les sépare ; aucune coiffe n'est visible sur les blocs dont la base seule présente un aspect lavé.

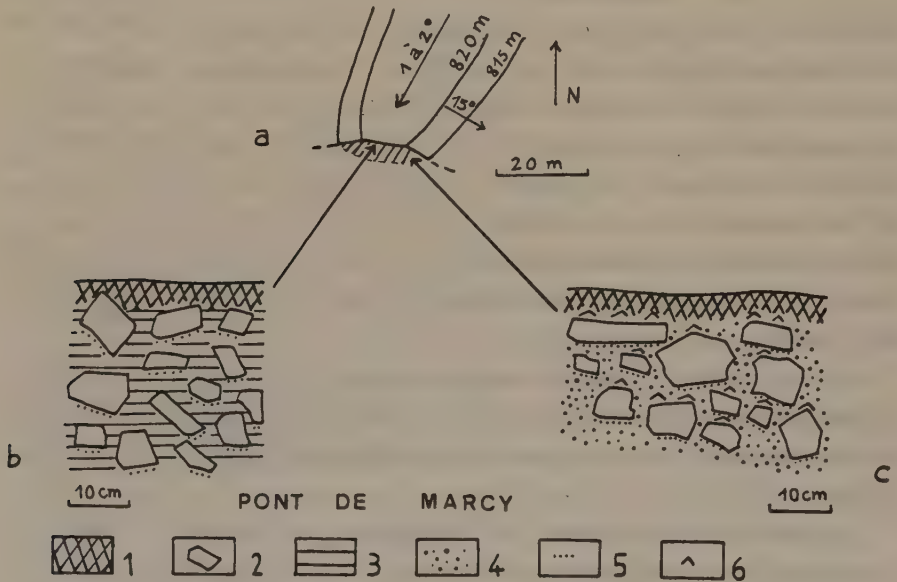


Fig. 63.: Coupe du Pont de Marcy (Limousin).

a- situation de la coupe sur le versant. - b- coupe au centre du replat. - c- coupe sur la bordure du replat.

1. horizon humifère. - 2. blocs de granite sain. - 3. matrice argilo-limoneuse. - 4. matrice sableuse. - 5. sables lavés. - 6. coiffe argilo-limoneuse de faible épaisseur (1 mm ou moins).

* latéralement (fig. 63-c), là où la roche est un peu plus altérée, on peut observer, entre les blocs légèrement déplacés par le gel, une matrice à dominante sableuse (sables fins et grossiers).

Cette matrice est bien lavée et présente des pores de grande taille (2 à 3 mm). Les blocs possèdent alors une coiffe mince (1 mm) et un modeste squelette à la base.

Ainsi, à 2 ou 3 m de distance, la présence d'une coiffe argilo-limoneuse dépend, à drainage égal, de la quantité de matériaux susceptible d'être prise en charge et redistribuée. Cette remarque plaide en faveur de la prise en compte des conditions stationnelles lors de chaque étude de coupe avant d'en tirer des conclusions paléoclimatiques.

d/ Absence de fragipan.

Rappelons qu'un fragipan est un horizon durci, bien compacté, situé entre 50 et 90 cm de profondeur, totalement impénétrable aux racines mais qui ne présente pas de cimentation (les matériaux éclatent sous la pression des doigts). Son origine suscite encore des discussions (voir C.R. du groupe de Travail Régionalisation du Périglaciaire, fasc.V, 1980). Toutefois, de plus en plus s'impose l'idée, défendue avec force, par B.Van Vliet-Lanoë d'une corrélation entre fragipan et permagel (R.Langhor, B.Van Vliet, 1979 ; B.Van Vliet Lanoë, 1980 ; B.Van Vliet & R.Langhor, 1981). On comprend tout l'intérêt paléoclimatique d'une telle hypothèse.

Les horizons durcis de type fragipan ne sont pratiquement jamais relevés dans les coupes du Limousin. Une telle absence plaide, elle aussi, dans le sens d'une période froide sans véritable pergélisol.

Toutefois, de très rares conditions stationnelles favorables ont permis la création d'horizons aux caractères proches de ceux des fragipans. Près de l'aéroport de Limoges-Bellegarde, les coupes montrent l'existence, sous une formation à blocs peu épaisse, d'un horizon épais de 40 à 50 cm, très compacté, à structure polyédrique, à lames horizontales et fentes verticales (fig. 64). Ces dernières présentent un maillage décimétrique et elles sont blanchies, avec un léger liseré chargé en fer. Tous ces caractères rappellent un fragipan. Les conditions locales sont favorables à une évolution de ce type : les pentes sont faibles, la formation est riche en argile, l'alimentation

en eau sous forme de nappe perchée est excellente. Ces conditions sont étroitement localisées à des placages d'alluvions anciennes très altérées dont il ne reste que les quartz ; ces alluvions ne subsistent aujourd'hui qu'en position d'interfluve, immédiatement au Nord et à l'Ouest de Limoges : Bois de Beaubreuil, Bellegarde, Bois des Vaseix. L'évolution de type fragique semble bien établie, la seule confusion possible serait avec des paléosols hydromorphes à très longue évolution reflétant des conditions climatiques chaudes. Cela ne nous paraît pas être le cas.

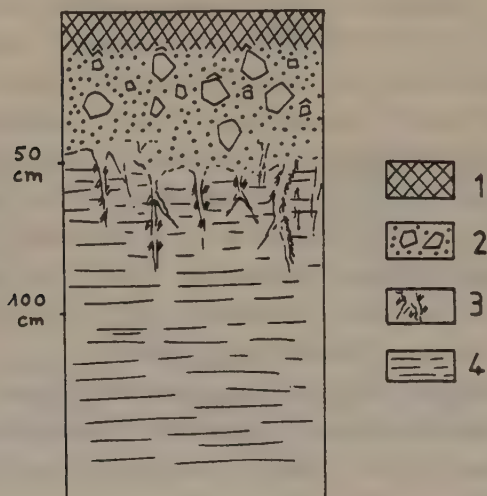


Fig. 64 : Coupe de Bellegarde (Limousin).

1. horizon humifère. - 2. formation gelifluée à blocs. - 3. fentes verticales blanchies avec liseré de fer. - 4. structure lamellaire.

Un autre exemple est donné par la coupe de Vauveix (fig.59) où, entre la formation gelifluée à blocs et les arènes structurées,

se place un horizon durci peu épais (10 à 15 cm), riche en argile et ne contenant pas de blocs. Bien cimenté (il est difficile à attaquer au couteau et les racines ne le franchissent pas), cet horizon pourrait être assimilé à un fragipan. Sa faible épaisseur, l'absence de traînées blanchies incitent à la prudence. Des observations identiques dans d'autres coupes tendent à montrer un début d'évolution fragile dans la partie la plus haute de la Montagne.

D'une manière générale, les sols du Limousin se caractériseraient par l'absence de fragipan, avec des conditions limites en Montagne (plus de 500 m) et de rares occurrences dans les conditions stationnelles les plus favorables.

e/ De rares témoins de cryoturbation.

Les traces nettes de cryoturbation sont extrêmement rares en Limousin. Dans la plupart des coupes de formations à blocs, les fragments lithiques sont disposés au hasard : comme nous l'avons déjà signalé, les blocs sont à plat, le grand axe dans le sens de la pente et relevant légèrement du nez. Certes, la bioturbation ou le travail des hommes ont eu tendance à détruire toute trace d'organisation ancienne, mais on ne peut leur imputer la disparition complète de toute trace de cryoturbation, surtout pour les coupes profondes dans les secteurs peu mis en valeur. L'absence de figurations liées à la cryoturbation peut être interprétée avec une certaine rigueur comme un indice paléoclimatique.

Toutefois, quelques coupes, en particulier celles de la Montagne, montrent des blocs redressés, organisés parfois en bourrelets. Cette disposition témoigne d'un effet de tri par le gel. On la reconnaît sur la figure 59 représentant la coupe de Vauveix sur la bordure de la poche qui ravine les formations sous-jacentes. Cependant, ce phénomène demeure rare.

Parfois, quelques coupes perpendiculaires à la ligne de plus grande pente présentent un aspect cloisonné avec des secteurs riches en blocs de 40 ou 50 cm de large séparés par des panneaux pauvres en blocs, étalés sur 1 ou 2 m. Un tel aspect bien rythmé fait songer à la coupe transversale de sols striés tels qu'on peut en observer dans

les régions à morphodynamique périglaciaire actuelle. Il s'agit d'un phénomène relativement rare : on l'observe en altitude lors de tranchées recoupant des pentes modérées comme à l'Ouest de la base nautique du lac de Vassivière (fig. 65, A).

Une telle observation concernant une arène granitique relativement peu riche en fine pourrait n'avoir aucune valeur paléoclimatique. L'absence de cryoturbation pourrait être simplement liée à la structure initiale des matériaux. En fait, dans la mesure où, dans des matériaux identiques (Mont Lozère, Tanargue), on trouve de véritables figurations, force est de convenir que leur absence en Limousin a une signification.

Dans certains cas, les formations à blocs s'enfoncent en coin dans les arènes sous-jacentes (fig. 65, B). Elles délimitent des poches de 1 m à 1,50 m de large sur 1 m de profondeur. Elles ne peuvent en aucun cas être assimilées à des coins de glace. Il semble qu'il faille voir là le résultat du comblement de petits ravins élaborés peu avant la mise en place des formations à blocs qui se sont ensuite épaissies dans ces sillons. Nous avons déjà vu qu'un épisode de ravinement avait recoupé les arènes fauchées et litées.

3- Interprétations paléoclimatiques.

Les caractères des formations arénacées remaniées du Limousin nous permettent d'aborder les conditions paléoclimatiques qui les ont vu naître. Avec les arènes fauchées, il faut faire appel à un gel/dégel profond (le maximum de structuration est entre 1,80 m et 2,20 - 2,30 m) provoquant de légers décrochements de l'ensemble des matériaux du versant sur la pente. La présence d'arènes litées, avec des lits bien lavés, témoigne dans le même temps d'une importante circulation d'eau hypodermique. Sans doute faut-il voir là les indices d'un climat modérément humide et neigeux, la fonte de grosses quantités de neige fournissant l'excès d'eau responsable des phénomènes observés ? L'existence de "loupes de blocs" incorporées au sein des arènes va dans le même sens dans la mesure où leur mise en place nécessite d'importants apports locaux en eau.

Les formations à blocs du Limousin, quant à elles, n'ont pas

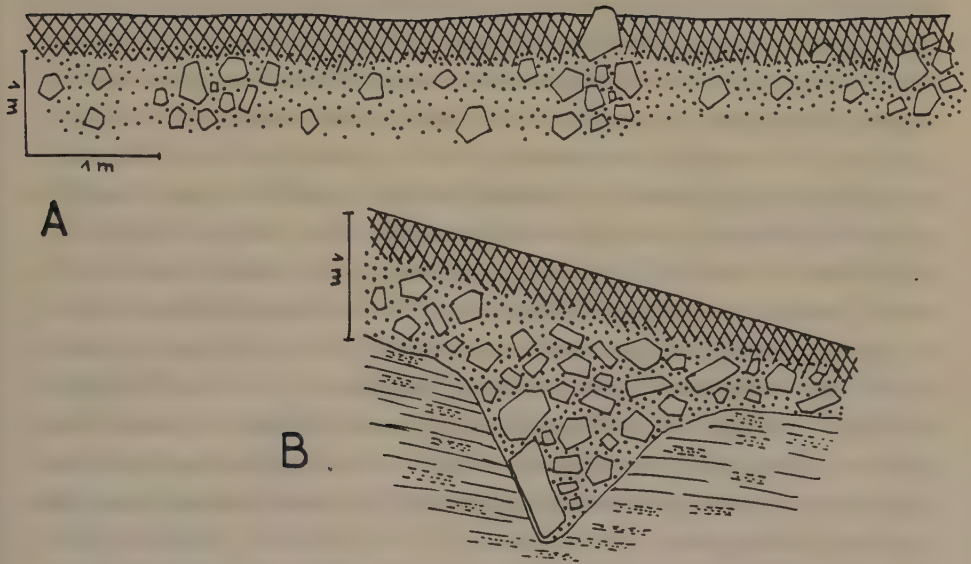


Fig. 65 : Disposition des blocs dans une formation gélifluée près de Vassivière (A) et près de Saint-Léger-la-Montagne (B).

nécessité pour leur mise en place l'existence d'un véritable pergélisol. Toutefois, les conditions étaient plus froides que lors de la création des arènes structurées. Outre une gélifraction active sur les têtes de rochers affleurantes, il fallait sans doute un sol gelé saisonnièrement en profondeur de façon à ce qu'existe un véritable mollisol en surface : dans une structure aussi perméable que celle des arènes granitiques, la saturation en eau de l'horizon du sol le plus superficiel ne peut se comprendre que s'il y a, d'une façon temporaire, un niveau imperméable en profondeur. Ces conditions étant remplies, on assistait alors au fluage d'une véritable lame "pâteuse" généralisée à tout le versant, "labourant" le sommet, les arènes sous-jacentes et comblant les ravins qui entaillaient cette même arène. Le seuil de liquidité ne semble pas avoir été franchi et les vitesses de déplacement des matériaux devaient être faibles. C'est vraisemblablement tout le versant qui, à la manière d'un mollisol saisonnier, glissait de quelques centimètres par an ; la présence de coulées ou de guirlandes de soli-gélifluxion localisées, bien que vraisemblable, est difficile à démontrer.

Les différences de faciès entre les deux types de formations n'étant pas toujours très nettes, on peut en déduire que, tout en étant légèrement plus rigoureuses, les conditions de la seconde période n'étaient pas fondamentalement différentes de celles de la première. Dans les deux cas, l'absence de structures laissées par un ruissellement de surface oblige à concevoir l'existence d'une couverture végétale, même modeste (graminées, mousses, lichens, chaméphytes ?) qui entravait le déplacement des matériaux par les eaux superficielles.

D- La rareté des manifestations périglaciaires ponctuelles.

1- Tabliers de blocs et éboulis.

Les éboulis véritables sont extrêmement rares ; seuls de petits exemples peuvent être relevés au pied des chicots rocheux qui

accidentent parfois les vallées les plus importantes dans les secteurs en gorge. Ils n'ont qu'une valeur locale.

Sur les versants exposés au Nord et à l'Est, dans quelques cas, les formations gélifluées cèdent la place à de véritables petits "champs de blocs" dont la superficie dépasse rarement quelques hectares. Ces étendues de blocs présentent une structure "open-work" visible sur 1 m à 1,50 m d'épaisseur, les gros blocs d'échelle métrique en surface, les plus petits en profondeur ; latéralement, le raccord avec les revêtements à blocs et à fines se fait d'une façon progressive. L'aspect de surface est rarement uniforme : on peut noter quelques bossellements avec de grands lobes à l'aval et des creux à l'amont. Le raccord avec l'amont du versant se fait sans qu'on puisse observer de véritables corniches ; seuls de petits ressauts rocheux témoignent de l'ancien point d'alimentation qui, le plus souvent, a été gommé. Ces formations de type "tabliers de blocs" sont relativement rares en Limousin. La grande cartographie complète en est impossible en raison de leur extrême dispersion et il est vraisemblable que de nombreux exemples de petite taille ont échappé à l'observation. Les cas les plus significatifs sont dans le Bois de Crozat près du lac de Vassivière (720 - 760 m), dans le Bois des Echelles (500 - 600 m) et dans les Monts de Blond près des Ramades (440 - 480 m). Tous affectent des leucogranites et se trouvent en exposition est ou nord ; on peut noter toutefois leur présence sur le flanc sud-occidental du Signal de Sauvagnac (Monts d'Ambazac) vers 600 - 640 m.

La revue de ces formations vient d'être réalisée par R. Lacotte (1982) qui les décrit sous le terme de "formations à blocaille" et présente leurs caractères et leur localisation de détail avec une précision méticuleuse. Nous ne pouvons qu'être d'accord avec l'auteur lorsqu'il "souligne l'importance du facteur lithologique dans la fourniture de la blocaille" (p. 43), ici, une localisation étroite sur les "leucogranites, à diaclasage très lâche". En revanche, nous ne pouvons pas souscrire aux remarques sur l'évolution actuelle : le mouvement des blocs se poursuivant serait capable de renverser des arbres d'un diamètre de 25 à 30 cm (p. 37), les pipkrakes pourraient décaler certains blocs... Nos propres observations, limitées certes à huit années, dans le Bois de Crozat près de Vassivière ne nous ont pas

permis de noter le moindre mouvement. Ce n'est que dans le cas de déséquilibres artificiels (exploitation de carrière, tranchée) que peuvent se produire des dynamiques de masse provoquant des déchirures dans le tapis de blocs. Partout ailleurs, nos alignements de piquets et de taches de peinture sont restés en l'état initial.

Rappelons pour conclure ce court chapitre sur les tabliers de blocs que cette formation ne représente en Limousin qu'un phénomène d'extension très limité eu égard aux immenses espaces couverts de formations arénacées déplacées. Cette formation n'affecte que les rares versants redressés à secteur rectiligne.

2- Les groizes.

Un autre exemple de formation d'origine périglaciaire rencontrée en Limousin s'apparente aux groizes ou grèzes grossières. Il est étroitement localisé aux versants taillés en micaschistes et schistes, avec une pente assez forte et une exposition face au Sud, de Sud-Est à Sud-Ouest. La roche a été intensément fragmentée en petits éléments anguleux et plats, de quelques centimètres de dimension (3 à 5 cm pour les plus grands) ; entre ces fragments se loge une "bouillie" de matériaux plus finement cassés et une fraction fine importante à dominante limoneuse. L'organisation des matériaux entre eux peut se lire à plusieurs niveaux :

- à l'échelle de l'ensemble du versant, sur une coupe verticale, on observe un début de litage fruste. Des lits de 20 à 30 cm d'épaisseur alternent : certains contiennent une fraction importante de matériaux grossiers, les autres davantage de fines. Les limites entre les lits ne sont jamais très nettes.

- à l'échelle des éléments, on note des empilements caractéristiques : chaque composant est surmonté de composants de plus en plus petits ; la face supérieure de chacun de ces éléments est couverte par une importante coiffe argilo-limoneuse ; la face inférieure est, au contraire, lavée, avec quelques grains de quartz ou de micas très fins ; ces coiffes d'argiles cimentent l'édifice lequel est relativement compact en dépit des nombreux pores grossiers, jusqu'à 5 mm de diamètre, intercalés entre les matériaux.

Ce type de formation témoigne d'une mise en place en période froide avec, d'une part gélifraction et étalement des gélifracsts sur le versant et, d'autre part, une fois ces matériaux stabilisés ou en cours de stabilisation, une importante percolation de l'eau dans le sol, peut-être liée à la fonte de glace de ségrégation, ce qui permet la mise en place des coiffes argilo-limoneuses.

Ces formations sont relativement peu abondantes en Limousin. Liées à des conditions pétrographiques (roche métamorphique très fissile) et topographiques (nécessité d'une pente assez forte et d'un versant à chicot), elles ne s'inscrivent pas dans un étage bien marqué. On les trouve aussi bien dans la vallée du Thaurion vers 360 m près des Billanges que dans la forêt de Châteauneuf - Mont Gargan à des altitudes qui dépassent 600 et 700 m. L'exemple le plus remarquable est un peu en dehors de l'aire étudiée en Limousin, dans la vallée du ruisseau de Souvigne, à moins de 400 m d'altitude, entre Forges et Saint-Chamant, près d'Argentat. Il est difficile de savoir si leur absence plus haut en altitude est d'origine paléoclimatique ou simplement liée à l'absence de roches favorables. La seconde hypothèse est sans doute la plus vraisemblable. Aucun élément de datation absolue n'existe : pas de pollens dans un milieu trop poreux, pas de restes organiques en raison de l'acidité. Il est logique, tant par l'aspect des matériaux que par leur localisation géographique, de les rattacher aux grèzes litées décrites en Charente ou en Périgord dans la région d'Excideuil. Au Pont des Iles, à l'aval de Treignac sur la Vézère, ces formations se raccordent aux matériaux de la basse plaine et latéralement avec les formations gélifluées à blocs.

3- Présence de fentes de gel.

De modestes fentes en coin de gel ont été trouvées sur les plateaux occidentaux de la Dordogne près de Bort-les-Orgues. La coupe la plus représentative est située à la Crouzade, près de Sarroux (Bort-les-Orgues : 609 ; 346,6). Elle est inscrite dans un placage de matériaux sédimentaires tertiaires comme ceux qui ont remblayé le petit bassin de Bort ; il est d'ailleurs vraisemblable qu'à la Crouzade, il s'agit du remplissage d'une des marges du bassin de Bort. L'âge de

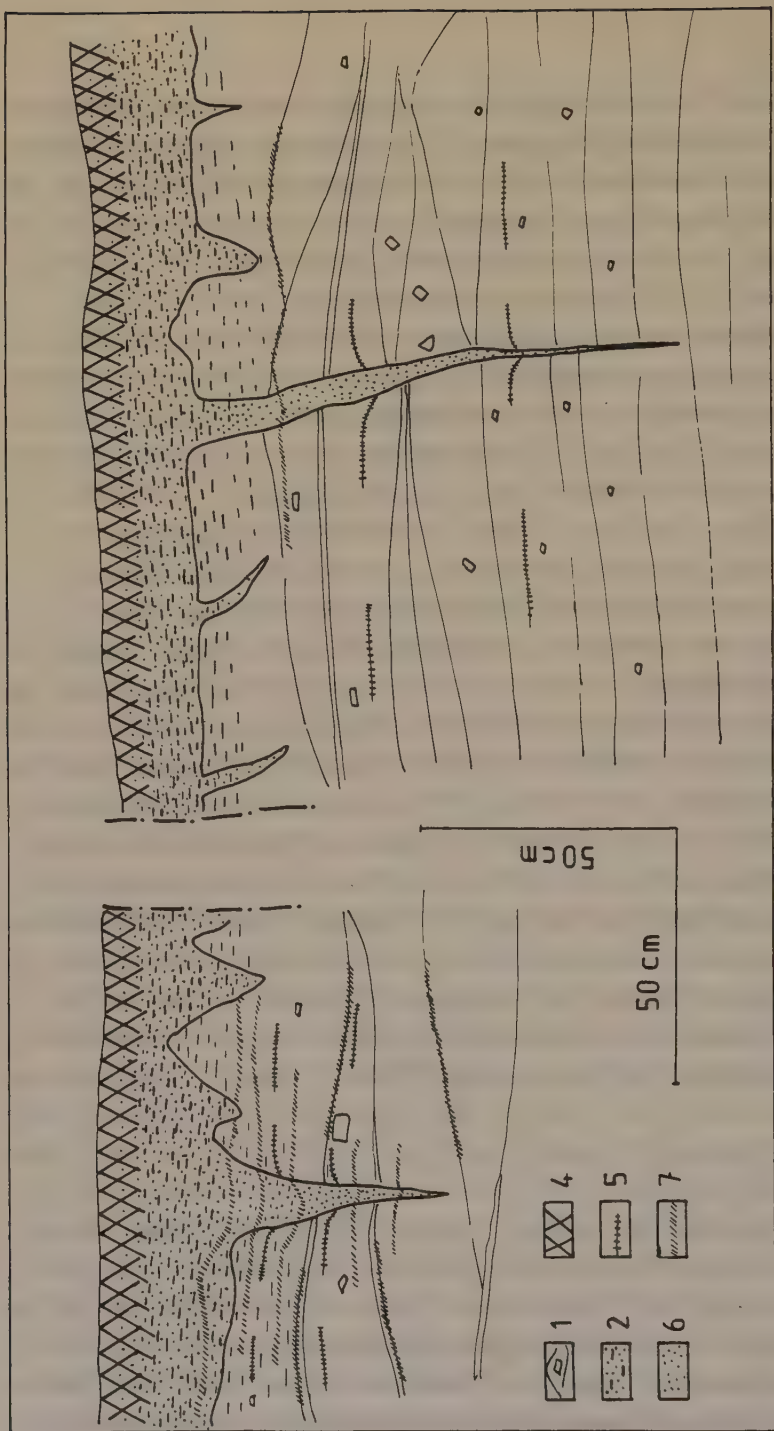


Fig. 66 : Formations avec fentes en coin des Crouzades.

1. matériaux sédimentaires tertiaires à légère stratification entrecroisée. - 2. matériaux fins déplacés : sables, argille et limons. - 3. sables fins et grossiers lavés. - 4. horizon humifère. - 5. accumulation ancienne en bandes de fer ferrique. - 6. accumulation récente en bandes de fer ferrique.

ces matériaux est encore mal défini et va sans doute de l'Oligocène au Pontien. Il est formé de sables plus ou moins argileux qui présentent une stratification entrecroisée assez bien marquée ; leur couleur est brun jaune clair (10 YR 6/6). La topographie est plane et légèrement en cuvette créant un milieu à tendance hydromorphe. Outre l'altitude qui est de l'ordre de 620 m, il convient de signaler la distance faible, environ 3 km, par rapport aux limites extrêmes atteintes par le glacier de l'Artense lors du Maximum würmien.

La figure 66 montre la disposition des fentes à l'intérieur des sédiments tertiaires. La plus belle atteint 1 m de longueur pour 7 à 8 cm de large dans la partie où les lèvres sont les plus écartées ; d'autres ne dépassent pas 70 - 80 cm, tout en étant plus larges dans leur partie sommitale. La distance entre les plus grandes fentes est de l'ordre de 2 m, mais entre elles, existe un réseau de fentes de petite taille, plus trapues et dont l'écartement est voisin de 50 cm. Les fentes recoupent à l'emporte-pièce la structure originelle du sédiment, non seulement la stratification entrecroisée mais aussi des traces d'hydromorphie (bandes d'hydroxydes de fer qui sont interrompues). Les bords de chaque fente se présentent comme des plans ondulés et grossièrement verticaux, de plus en plus rapprochés vers le bas, les deux faces se raccordant mal ; des figures de tassement ou de légères incurvations vers le bas sont visibles, en particulier dans les bandes d'hydroxydes de fer. Aucune confusion n'est possible avec le "fantôme" d'une ancienne racine pivotante qui laisse, elle, une trace dont la forme est conique et très limitée dans l'espace. Ici, les fentes ont une allure en feuillets verticaux qui se rejoignent pour former un quadrillage.

Le remplissage est réalisé par un matériel venant du haut de la coupe, de couleur brun jaune foncé (10 YR 4/4). Il est formé de fines allant des sables grossiers aux argiles. A l'intérieur de la fente, on observe une variation granulométrique de bas en haut : tout au fond, on trouve uniquement des sables fins et des sables grossiers lavés de couleur gris clair (10 YR 8/2) ; au milieu, l'aspect lavé est moins net et un peu d'argile se mêle aux sables ; au sommet, les matériaux ont la même composition et la même couleur que ceux de l'horizon de surface.

Des structures légères liées à la glace de ségrégation dans le sol sont visibles et recoupent à la fois les fentes et le matériel encadrant : à l'intérieur des sédiments tertiaires en place, on note une structure lamellaire parallèle à la surface du sol, de minces coiffes sur les petits blocs et des pores bien ouverts ; des accumulations récentes, en bandes de fer ferrique, recoupent l'ensemble des matériaux et sont légèrement incurvées vers le bas au passage des fentes. L'horizon sommital à structure meuble présente des coiffes sur les agrégats, parfois sur plusieurs côtés, et des pores béants.

De telles fentes étroites et impliquées dans un maillage à petite taille ne peuvent indiquer que des conditions de gel peu puissantes : elles ne témoignent pas en faveur d'un pergélisol mais plutôt pour un gel saisonnier bénéficiant de conditions locales extrêmement favorables. Par temps froid et sec, l'abaissement de la nappe phréatique en provoquant des contractions par dessiccation peut-il être un phénomène suffisant pour expliquer un tel réseau de fentes, comme nous l'a suggéré A. Cailleux (communication orale) ?

4- De nombreuses niches de nivation difficiles à mettre en évidence.

En dehors des formations périglaciaires décrites, les épisodes froids se sont manifestés en Limousin par la création de "niches de nivation" très abondantes. Leur reconnaissance sur le terrain est aujourd'hui affaire délicate : tous les creux de taille hectométrique situés sur un versant ou toutes les têtes de vallons ne doivent pas forcément leur incision à la nivation. Les formes sont généralement si émoussées qu'un diagnostic correct devrait prendre en compte la situation sur le versant et, si possible, bénéficier de coupes à l'amont et à l'aval de la forme. A l'amont, le versant est légèrement redressé dans la roche en place ; à l'aval, la couche de dépôts soliflués est plus épaisse que les formations gélifluées situées de part et d'autre dont elle remanie les matériaux. La persistance des congères actuelles dans certains creux plutôt que d'autres peut aussi servir de critère.

Les formes les plus facilement identifiables se localisent

surtout sur roche métamorphique lorsque celle-ci donne de petits massifs élevés au-dessus des régions voisines. Un bon exemple est fourni par la Forêt de Châteauneuf - Mont Gargan. Ce massif possède une direction méridienne, donc perpendiculaire aux vents d'Ouest dominants, ce qui rend la distribution de la neige très différenciée entre un flanc occidental à faible couverture et un flanc oriental qui présente au contraire d'épaisses congères. Les plus belles niches héritées se localisent immédiatement sous la crête orientale. En dehors de ce cas particulier où les formes sont plus expressives qu'ailleurs, nombreux sont les versants des plateaux métamorphiques où l'on trouve l'empreinte des dynamiques liées aux congères de neige. Ce sont généralement de petits secteurs en creux, situés à l'abri des vents dominants, près de la partie supérieure du versant et nettement au-dessus des niches de suffosion, liées à la présence des sourcins, avec lesquelles il ne faut pas les confondre. La situation altitudinale sur le versant reste le meilleur critère de différenciation.

Dans le cas des roches granitiques, le repérage des niches de nivation est encore plus difficile dans la mesure où, inscrites dans l'horizon arénisé, leurs bordures sont très adoucies. Dans de rares cas, la présence de secteurs non arénisés a permis le maintien à l'amont d'une portion de versant un peu redressée. A l'aval, la distinction entre les matériaux soliflués de versant et les matériaux soliflués liés à la niche est difficile. On ne peut que remarquer une granulométrie plus fine et une épaisseur plus grande dans le cas de la niche. Sur le plan agricole, l'un des intérêts de la présence de ces niches réside dans le fait qu'elles représentent souvent les seuls éléments défrichés sur de vastes versants laissés à la lande : la profondeur des sols, la moindre abondance en blocs, une meilleure alimentation en eau, conféraient à ces petits espaces une "qualité" que n'avait pas le reste du versant.

Conclusion et propositions pour une chronologie.

En Limousin, les formes et les formations d'origine périglaciaire sont donc relativement peu variées. Dans la couverture gélifluée de versant, presque omniprésente, s'intercalent, de loin en loin, quelques éléments ponctuels comme les creux liés aux niches de nivation, les tabliers de blocs et les groizes. Il ne nous a jamais été permis d'observer des formes plus variées : aucun reste de sols structurés, aucune forme d'hydrolaccolite dans les fonds humides pourtant relativement favorables. Les seules observations intéressant les fentes de gel ont été faites dans des conditions structurales particulières et dans une position tout à fait spécifique vis-à-vis des grands massifs auvergnats englacés.

Nous avons tenté de placer les divers évènements les uns par rapport aux autres et nous proposons une chronologie relative (Tabl.III). En raison du peu de données dont nous disposons, cette chronologie ne peut guère être précise. Nous l'avons établie en faisant référence aux grandes unités définies par ailleurs sans entrer dans le détail d'interstades que nous n'avons pas pu mettre en évidence. Rappelons que l'on peut diviser la dernière période froide (Würm - Weichsel) en quatre parties : faisant suite à un Glaciaire ancien dont nous n'avons pas de traces vient le Pléniglaciaire moyen (antérieur au niveau de Kesselt reconnu en Europe du Nord-Ouest vers 28 000 BP), puis le Pléniglaciaire supérieur (des environs de 24 000 BP à 18 000 BP) et enfin, le Tardiglaciaire.

Il nous a semblé logique de corrélér les arènes gélimobilisées avec le Pléniglaciaire moyen et les formations gélifluées à blocs avec le Pléniglaciaire supérieur. Ce sont en effet, les deux unités stratigraphiques majeures de notre terrain. Bien séparées par une période de pédogenèse, elles semblent correspondre aux grands épisodes décrits par ailleurs en Europe du Nord-Ouest. Ajoutons que des arguments apportés par des recherches préhistoriques nous permettent de "caler" les formations gélifluées. Les découvertes d'outillage ancien, de type Moustérien ont toujours eu lieu en profondeur sous ce type de formations, tandis que le matériel lithique du Magdalénien III ou IV s'ob-

serve uniquement en surface sur l'ensemble géliflué. C'est ainsi que M.Manville (1982) peut rappeler deux découvertes :

- par R.Gedot, à 200 m au Sud du village de Grand Bagnol (commune de Fromental), celle d'un biface moustérien de tradition acheuléenne, dans une tranchée de drainage, vers 80 cm de profondeur, juste au contact de l'arène et sous un matériel géliflué comportant des blocs de taille hétérogène.
- par G.Janicaud, au Nord de Guéret, à 500 m à l'Est du hameau de Clavières près de la rivière Naute, de deux racloirs moustériens de même tradition, sous 1,50 m de dépôts que l'auteur avait décrits (1931) comme étant des "alluvions" et qui sont en fait des matériaux géliflués.

Ce sont autant d'arguments qui conduisent à placer les formations gélifluées à blocs lors du Pléniglaciaire supérieur.

Lors du Pléniglaciaire moyen, les versants limousins auraient connu des mouvements de cryoreptation provoqués par un gel-dégel profond conduisant à un léger déplacement des arènes. D'énormes quantités d'eau circulant dans les sols (s.l.) sont alors nécessaires pour expliquer les mouvements d'ensemble et les phénomènes de lavage notés dans les arènes litées. Cette eau provient en partie de la fonte de la glace de ségrégation, mais surtout de précipitations abondantes. C'est le moment où, dans les grandes cuvettes de la Montagne, l'accumulation de neige et sa fonte brutale provoquent la mise en place de gros dépôts fluvio-nivaux décrits dans la vallée de la Vézère. En effet, il faut corréliser ces dépôts avec cet épisode ancien dans la mesure où ils sont recouverts par des formations gélifluées à blocs. On observe le phénomène près de Saint-Merd-les-Oussines, dans l'alvéole du Pont de Crouziat, près du Moulin de Chabannes (Bugeat : 575 ; 70,7) où une petite coupe montre la superposition suivante :

- au sommet, un sol épais de 50 à 60 cm, brun noir, très humifère, avec, vers le haut, de petites intercalations sableuses qui sont autant d'accumulations provoquées par une érosion anthropique.

- en-dessous, une formation à blocs dont les constituants grossiers sont formés de granite à deux micas du type Millevaches sous forme de fragments de taille moyenne (10 -15 cm) avec quelques éléments plus grossiers (50 cm de grand axe).

- plus bas, un horizon complexe : gris blanc, sableux vers le haut, argileux et marmorisé vers le bas, avec des passages brun beige et ocre alternant avec des secteurs blanchis. Aucun bloc dans cet horizon. Autant d'éléments qui font penser à un sol lessivé hydromorphe.

- puis, 20 à 30 cm d'un dépôt dont les caractères correspondent à ceux décrits comme fluvio-nivaux au Pont de Crouziat.

- enfin, à la base, une formation très altérée ressemblant aux formations gélifluées de surface dans laquelle les blocs de granite sont réduits à l'état de fantômes.

Ainsi, les dépôts fluvio-nivaux sont scellés non seulement sous des formations gélifluées à blocs, mais encore sous un paléosol évolué. Nous devons donc les rattacher aux arènes gélimobilisées qui, elles aussi, se trouvent dans une position stratigraphique comparable. On pourrait être tenté de les vieillir davantage, mais deux arguments s'y opposent : d'abord l'aspect frais des composants et la présence des matériaux altérés de base qui correspondent à ceux décrits au Col du Moumet et qu'il faudrait repousser dans le temps.

Grâce à cette corrélation arènes gélimobilisées / dépôts fluvio-nivaux, nous pouvons insister sur l'importance de l'humidité qui, outre le froid, caractérise la période du Pléniglaciaire moyen.

Au Pléniglaciaire supérieur, tous les versants connaissent une évolution de type gélifluidal avec mise en place des formations gélifluées à blocs. Ce n'est qu'une faible épaisseur du versant qui glisse ainsi, à la façon d'un mollisol. Les conditions sont rudes mais, faute d'indice d'un pergélisol continu, il faut plutôt retenir l'idée d'un gélisol saisonnier, sans doute profond (de l'ordre de quelques mètres). Ce n'est qu'en altitude et près du front des glaciers auvergnats que des conditions plus rigoureuses ont permis peut-être un gel plus intense et plus durable du sol : présence d'un horizon aux caractères de fragipan et de petites fentes de gel.

Au même moment, une active gélifraction alimente localement de petits tabliers de blocs et des groizes ; la diversité granulométrique des matériaux obtenus n'est que le reflet des conditions pétrographiques des roches soumises à la cryoclastie.

En ce qui concerne l'aspect paléoclimatique de cet épisode, nous ne pouvons qu'insister sur la grande rigueur des températures qui devaient régner à ce moment là. Quant à l'humidité, nous n'avons pas les moyens de montrer sa valeur. Toutefois, nous pouvons remarquer qu'une simple humidité édaphique, avec saturation des sols par excès

TABLEAU III : PROPOSITIONS POUR UNE CHRONOLOGIE RELATIVE EN LIMOUSIN

	UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES	GEODYNAMIQUES	RECONSTITUTION PALEOCLIMATIQUE
TARDIGLACIAIRE	- structuration par la glace de ségrégation - phénomènes de nivation - nettoyage des tabliers de blocs	- illuviation - gel/dégel profond dans le sol - congères de neige	froid encore marqué (pénètre dans le sol) neige
PLENIGLACIAIRE SUPERIEUR	- formations gélifiées à blocs - tabliers de blocs - groizes	- gélifraction - gélifluxion - petites fentes de gel	très froid
INTERPLENIGLACIAIRE	- paléosol de type ranker - cryptopodzolique d'altitude	ravinement+pédogénèse	tempéré froid
PLENIGLACIAIRE MOYEN	- arènes gélomobilisées - accumulations fluvioglaciales	- gel/dégel dans le sol - neige abondante	froid et humide
EEMIEN		altération et pédogénèse sur formations à blocs anciennes	
RISS	- formations gélifiées à blocs - très altérées (Col du Moumet) - vieilles formations du Pont de Crouziat	- gélifraction - gélifluxion	très froid

d'eau momentané, suffit à expliquer les divers phénomènes et qu'il n'est pas forcément nécessaire d'avoir de grandes quantités de précipitations.

Avec le passage au Tardiglaciaire, les versants se stabilisent progressivement : on relève quelques traces de cryoturbation, une structure lamellaire liée à un gel-dégel du sol. Des précipitations abondantes se marquent par la présence de nombreuses congères de neige. Nous n'avons rien trouvé sur le plan sédimentologique qui puisse nous montrer la ou les transitions entre le Pléniglaciaire supérieur et les tout derniers épisodes froids. Au contraire, entre les deux Pléniglaciaires la coupure est marquée par la présence de ravinements et de paléosols.

En remontant plus loin dans le temps, nous pouvons observer deux cas de vieilles formations à blocs aux matériaux très altérés. Il nous paraît difficile de les placer au début du Dernier Glaciaire et plus logique de les rattacher à l'Avant Dernière Période froide.

CHAPITRE II - LA MARGERIDE.

Tout comme le Limousin, la Margeride a connu des dynamiques de période froide suffisamment importantes pour modifier localement les caractères initiaux des versants. Ces dynamiques sont difficiles à mettre en valeur en raison des difficultés d'observation et par le fait qu'elles ont subi d'importants remaniements récents, essentiellement anthropiques.

A- Le problème des épisodes glaciaires.

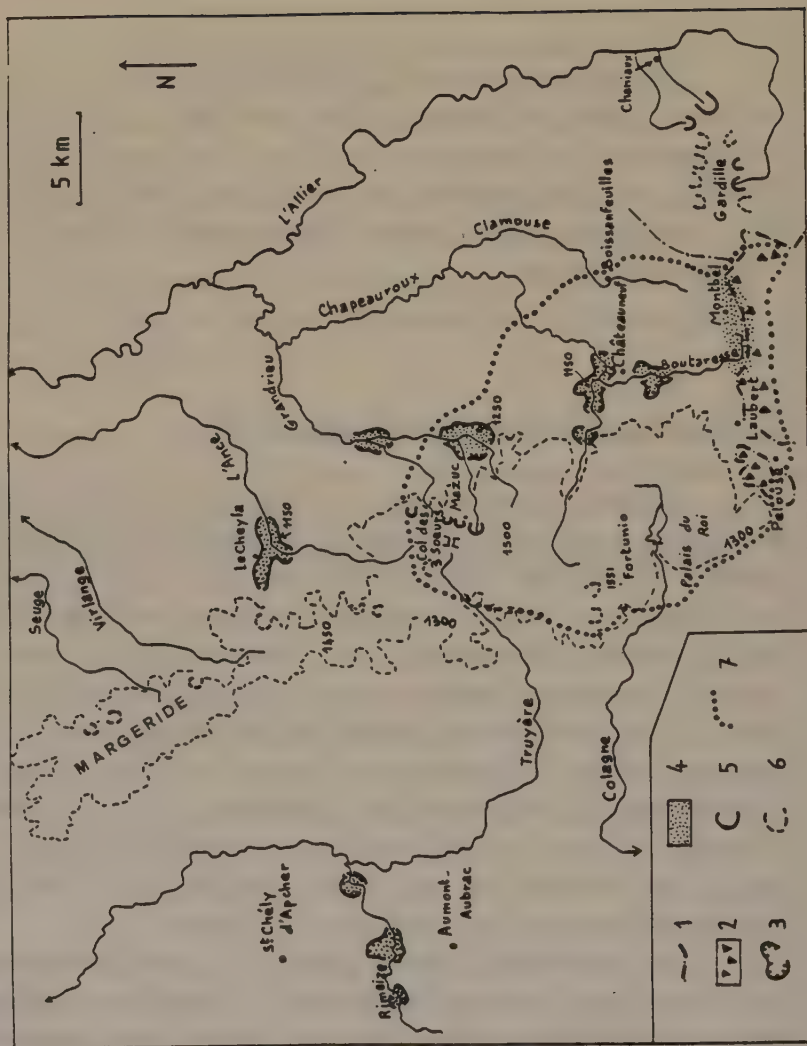
En dépit de ses altitudes élevées, de son climat rude, de sa position au coeur du Massif Central, la Margeride a longtemps été considérée comme une région ayant échappé aux glaciations quaternaires. Certes, dès 1920, Ph. Glangeaud décrivait des traces glaciaires dans les Monts de la Margeride, mais il avouait que le modelé et les restes de moraines n'étaient pas toujours bien reconnaissables. Il faut bien admettre que ses descriptions de cirques et de vallées en auge avec verrous et moraines dans la haute vallée de la Desges, près du Mont Chauvet, n'emportent pas l'adhésion. Il est vraisemblable qu'à l'époque, les processus de l'altération des granites étant encore mal connus, une confusion ait pu se faire entre des blocs erratiques et de simples boules ou blocs épars sur un versant.

Progressivement, devant l'absence de dépôts véritablement glaciaires, les géographes ont abandonné l'idée d'une glaciation en Margeride. R. Coinçon (1972) explique l'absence d'un englacement par l'étroitesse de la chaîne et l'incapacité à piéger la neige ; elle signale essentiellement des formes de nivation.

Plus récemment, une étude a tenté de suggérer que la Margeride avait été, au moins une fois, recouverte de glace dans sa partie méridionale (B. Valadas, Y. Veyret, 1975). Partant de la spécificité des

Fig. 67 : Les héritages glaciaires en Margeride.

1. limite méridionale pétrographique entre le granite (au Nord), les roches métamorphiques (à l'Est) et les sédiments secondaires (au Sud). - 2. blocs erratiques (granite, quartz) sur la couverture calcaire. - 3. "vallée-alvéole". - 4. dépôts fluvioglaciaires. - 5. cirque glaciaire bien venu. - 6. ébauche de cirque glaciaire. - 7. limite d'englacement au Maximum glaciaire proposée par Y. Veyret, 1978.



modelés granitiques, en particulier de leur comportement face aux dynamiques froides, un faisceau de présomptions a été réuni en faveur d'un englacement. Les premières preuves sont d'abord d'ordre morphologique (fig. 67): certes, il n'y a jamais de formes majeures indiscutablement glaciaires mais on sait que le granite porphyroïde de Margeride, altérable, est incapable de donner et de conserver des verrous ou de beaux murs de cirques. En outre, si englacement il y a eu, en raison des formes topographiques, celui-ci ne pouvait se faire que sous forme d'une calotte peu dynamique, et donc peu capable de remodelages importants. Toutefois, des têtes de vallons aux versants amont bien redressés existent : elles se localisent sur le versant oriental en un bel alignement au Nord et au Sud du col des Trois Soeurs, le plus bel exemple étant fourni par les sources du ruisseau de Grandrieu, près de Mazuc (800 m de large, 120 m de profondeur). Cette morphologie en "cirques" se retrouve avec une grande netteté dans le petit massif voisin du Mourre de la Gardille où de beaux amphithéâtres aux versants redressés ont été aménagés, en particulier celui des sources du ruisseau de Chaniaux (presque 1 km de large et 200 m de profondeur). On doit aussi noter un nettoyage des altérites beaucoup plus poussé dans le Sud du massif que dans la partie centrale et septentrionale : la couverture d'arène y devient plus mince. Ce nettoyage s'accompagne d'un brusque changement dans l'allure des tors : aux beaux empilements géométriques de la partie septentrionale succèdent de simples chicots avec des blocs étalés à leur pourtour parfois à contrepente. On peut estimer qu'une telle disposition ne peut être produite par de simples mouvements de versants, mais nécessite une dynamique glaciaire. Enfin, le récurage qui s'est réalisé préférentiellement selon les lignes de faiblesses, là où l'arénisation avait pénétré profondément, conduit à la création de vallées aux versants ouverts présentant localement des élargissements aux fonds très plats pouvant atteindre une dimension voisine du kilomètre. On a pu parler de "vallée-alvéole" pour désigner de tels modèles. Il faut noter que ce type de vallée ne se trouve que sur le versant oriental du massif au débouché des rivières sur les plateaux périphériques. Un tel réaménagement ne se trouve jamais à l'Ouest alors que les altitudes, la lithologie et la fracturation y sont en

tous points comparables. Quand il existe, comme entre Saint-Chély et Aumont-Aubrac, dans la vallée de la Rimeize, on doit le raccorder au flanc oriental de l'Aubrac, massif incontestablement englacé. Les nuances établies dans les modelés, entre les versants selon l'orientation, sont les premiers indices d'un éventuel englacement.

A l'échelle du détail, le passage de la glace est attesté par l'existence de blocs de granite polis. Pour les observer, il faut suivre les nouveaux chemins forestiers ouverts sur le Plateau du Palais du Roi où de nombreux blocs ont été dégagés et retournés. On remarque comment les grands feldspaths qui sont d'ordinaire saillants de plus d'un centimètre, sont ici parfaitement râpés, polis et présentent même de petites traces de stries. C'est le seul endroit où il nous ait été donné d'observer un polissage glaciaire. Certes, le granite de Margeride est peu favorable à la conservation de ce genre de microformes, mais, compte tenu qu'elles existent localement en Aubrac, dans le même type de roche (Y. Veyret, 1978), il convient de s'interroger sur leur absence en Margeride : glacier particulièrement peu épais et peu dynamique ?

Ajoutons qu'examinés au microscope électronique à balayage, les quartz du Plateau du Palais du Roi montrent quelques traces de chocs ou de stries, mais ces dernières sont peu marquées, beaucoup moins nettes que dans les régions à dynamique glaciaire active comme l'Artense (Y. Veyret, 1978).

Aux arguments purement morphologiques, toujours sujets à discussion, sont venus s'ajouter des arguments pétrographiques. Les remplissages des "vallées-alvéoles" en sont le premier élément. Partout ailleurs dans le Massif Central non englacé, nous l'avons vu en Limousin, les alvéoles possèdent un remblaiement de type soli-gélifluidal se raccordant doucement avec les versants : sur guère plus d'un mètre d'épaisseur, des cailloutis sont mélangés, dans le plus grand désordre, à une matrice sableuse et limoneuse. Ici, le comblement montre des caractères différents :

- une épaisseur plus grande, bien que difficile à apprécier en raison de la nappe qui interdit toute étude en-dessous de 2 m.
- le sommet très plat des accumulations qui fait un angle marqué avec les versants, ce qui tend à montrer la domination des apports longitudinaux sur les transversaux.

- le matériel qui est en général à dominante caillouteuse, relativement mal roulé et peu émoussé ; quelques gros blocs démesurés de granite (taille métrique) se mélangent au reste. La matrice sableuse est bien lavée. La structure du matériel est difficile à voir sauf dans un cas, près de Montbel. Là, les conditions sont un peu différentes. Au lieu d'une "vallée-alvéole", nous sommes en présence d'une petite dépression périphérique située entre les terrains granitiques et le petit causse de Montbel. Mais ses altitudes, sa situation topographique par rapport aux hauteurs cristallines environnantes la rendent comparable aux vallées précédentes pour ce qui est de la capacité à recevoir les matériaux venant des versants voisins. Deux coupes situées à quelques centaines de mètres à l'Est de Montbel ont permis de voir une disposition en beine et mont lacustre. Le matériel très frais est de petite taille (8 - 12 cm en moyenne) et d'origine locale (granites, arkoses et quartz dominants). Le sommet du remplissage se raccorde à la surface du causse. Il y a donc eu là un ancien lac rempli par des matériaux venus des versants voisins grâce à des écoulements abondants. Il est pour cela raisonnable d'envisager des dynamiques fluvio-glaciaires ou, tout au moins, la fonte d'énormes quantités de neige ou de névés. Ce sont sans doute les mêmes processus qui sont responsables du remplissage des vallées-alvéoles situées plus au Nord. Notons que les secteurs où se produisent ces accumulations (fig. 67) sont tous situés à des altitudes voisines et à des distances de plus en plus proches de l'axe faîtière de la Margeride au fur et à mesure que celui-ci s'abaisse et se rétrécit vers le Nord. Dans la vallée du Chapeauroux, au Nord de Châteauneuf de Randon, les dépôts sont à 1150 m à 12 km de l'axe de la Montagne (1550 m) ; au long du ruisseau de Grandrieu, ils sont à 1250 m et 6 km des sommets (1500 m) ; enfin, au Cheyla, sur l'Ance, l'altitude est de 1150 m pour une distance de 5 km et des points culminants ne dépassant pas 1450 m. Comme nous l'avons signalé pour les formes, ce type d'accumulation ne se retrouve pas à l'Ouest de la Margeride sauf dans le cas de la vallée de la Rimeize, en liaison évidente avec les apports fluvioglaciaires, tout à fait incontestés, de l'Aubrac.

L'existence de blocs erratiques est difficile à montrer en Margeride en raison de la grande homogénéité pétrographique du massif. Ce n'est que dans l'extrême Sud que toute ambiguïté peut être levée, là où le socle a gardé localement des éléments de sa couverture : près de Pelouse ou de Laubert, des placages d'arkose liasiques subsistent et la "plaine" de Montbel est formée de calcaire jurassique. Vers l'Est, en direction de la Gardille et du Goulet, apparaissent des granito-gneiss et des schistes cristallins. En vérité, ces roches, qui pourraient constituer d'excellents marqueurs, ne jouent pas pleinement leur rôle dans la mesure où elles affleurent dans des conditions topographiques un peu marginales par rapport au coeur d'une éventuelle région englacée. Toutefois, nous avons pu noter des "blocs étrangers" reposant d'une façon anormale sur diverses roches en place. C'est ainsi qu'en bordure septentrionale et occidentale du causse de Montbel, des blocs de granite et de quartz reposent sur les calcaires. De petite taille (10 - 15 cm en moyenne ; 30 - 40 cm pour les plus gros), les granites sont généralement altérés. En raison de la coupure topographique qui existe entre le causse et ses bordures granitiques, il est exclu que les blocs aient pu cheminer sur les versants par simple solifluxion ou gélifluxion. Il est donc nécessaire de faire intervenir un englacement pour comprendre le transport des blocs.

D'autres blocs se retrouvent en position d'erratiques, loin de leur aire d'origine : c'est le cas des granito-gneiss venant de la partie occidentale de Gardille que l'on retrouve dans la région de Boissanfeuilles, 5 km plus au Nord.

Au vu des arguments tant morphologiques que pétrographiques, il semble que l'on puisse conclure à un épisode d'englacement du Sud de la Margeride. Les traces laissées par cette couverture de glace sont peu nettes et les dépôts peu abondants. Cela tient certes à la lithologie mais aussi à la topographie qui, peu contrastée, ne pouvait accueillir qu'une petite calotte avec des langues peu mobiles. Il est vraisemblable que des conditions climatiques "limites" devaient encore accentuer le caractère un peu marginal de cet englacement.

Les formes effacées, les matériaux altérés, tout permet de penser qu'il s'agit d'un épisode d'englacement ancien sans que l'on ait

aucun élément de datation absolue ; ce n'est que par référence à des épisodes plus récents que nous pourrions proposer une chronologie relative.

Un tel englacement n'a affecté que la moitié sud de la Margeride. Le Nord du massif, en particulier autour du Mont Mouchet ou du Mont Chouvet, présente au contraire un modelé de socle classique, non retouché par les glaces ; les formations superficielles plus ou moins affectées par des processus périglaciaires y demeurent abondantes. Dans ce secteur, en façade occidentale du massif, des cônes torrentiels situés au droit des meilleurs pièges à neige de la haute Margeride, formés d'éléments grossiers bien roulés pouvant atteindre 60 à 70 cm de grand axe, pourraient être liés à des périodes de fonte brutale d'un épais manteau nival (cônes du Pont de la Gardelle et de Villechailles), (Y. Veyret, 1978).

B- Les "rivières de pierres" et les bourrelets de blocs de la Margeride méridionale.

Parmi les nombreuses formes et formations périglaciaires développées en Margeride, les "rivières de pierres" et bourrelets de blocs sont les plus spectaculaires. Les "rivières de pierres" sont des amoncellements allongés de boules et de blocs de granite, peu chargés en matrice fine, à structure souvent open-work, ponctués de bourrelets et se terminant brutalement à l'aval par un front marqué ; ces formations occupent entièrement les sections amont de la plupart des vallons du Plateau du Roi et du Palais du Roi.

1- Description et localisation.

Comme le montre le bloc-diagramme de la fig. 68, la "rivière" de pierres naît toujours dans une petite niche tournée

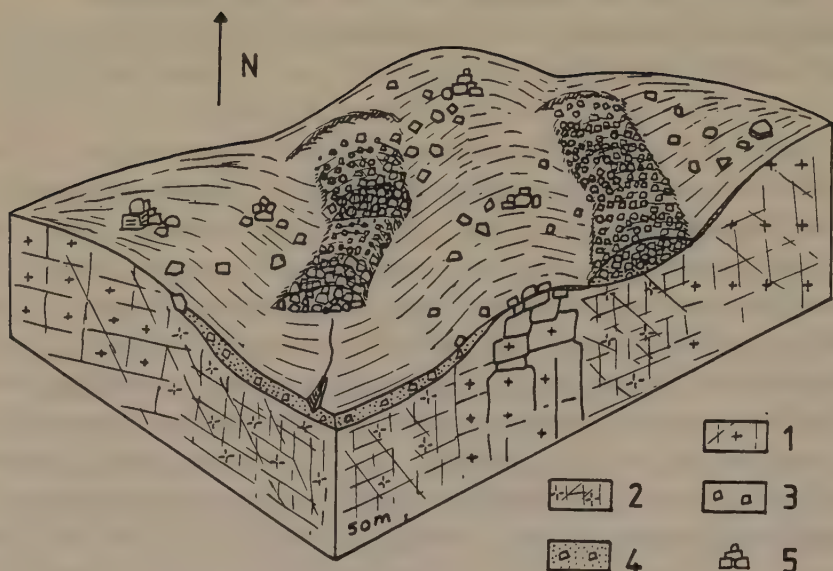


Fig. 68 : Bloc-diagramme simplifié montrant l'environnement topographique des "rivières de pierres" (Sud Margeride).

1. granite sain. - 2. granite altéré. - 3. blocs rocheux sains épars. - 4. matériel géliflué. - 5. tor.



Fig. 69 : Dessin d'après photo du bourrelet d'une "rivière de pierres" (Valat du Roc de Bacou).

Au premier plan, le piquet donne l'échelle (90 cm).

face au Sud/Sud-Est. Le fond de la niche est alors encombré d'une sorte de gigantesque pavage de pierres, en cours de colonisation par une végétation tourbeuse. La "rivière" se poursuit, large de quelques dizaines de mètres (de 15 à 30 m) avec une structure open-work en surface et des ressauts à la manière de grandes marches d'escalier. La terminaison se fait, après un cheminement de l'ordre de 500 m à 1 km, par un front arqué vers l'aval, raide, à la limite de l'équilibre des blocs (supérieur à 30°) ; plus rarement, les blocs sont étalés en avant du corps principal de la formation. L'épaisseur est difficile à apprécier en raison du manque de coupe, et l'on doit partir de la hauteur des fronts pour tenter une estimation : elle est en Margeride de l'ordre de 5 à 8 m pour les plus hauts. Nous verrons que pour des formes semblables, elle peut dépasser 10 m sur le flanc Sud du Mont Lozère.

Le profil en travers présente une convexité marquée et l'accumulation de pierres est toujours décollée des versants voisins avec lesquels elle fait un angle net (fig. 69).

Les constituants sont des matériaux grossiers, d'une taille de l'ordre du mètre, conforme au diaclasage large qui affecte le granite dans cette région ; il a été possible d'en observer de plurimétriques, jusqu'à 4 x 3 x 3 m. Les blocs sont en général bien engrenés les uns dans les autres, sans aucune disposition particulière.

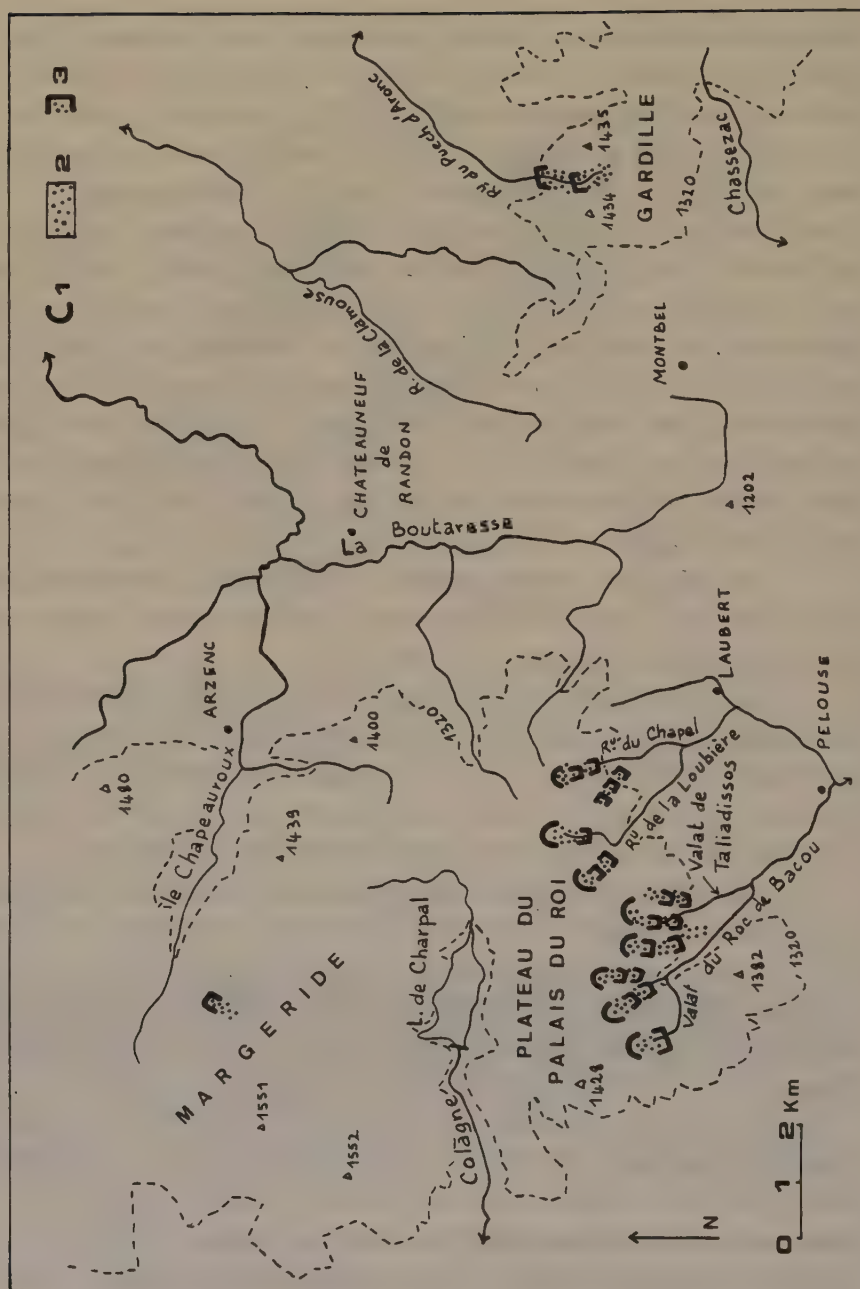
La colonisation par la végétation varie suivant la plus ou moins grande présence de fines entre les blocs, mais cette colonisation n'occupe qu'une place limitée par rapport à l'ensemble. Il est fréquent d'entendre, sous l'accumulation de pierres un léger écoulement qui témoigne en faveur d'une structure open-work jusqu'en profondeur.

Toutes ces formations se situent dans l'extrême Sud de la Margeride, au-dessus de 1300-1350 m d'altitude (fig. 70). Les niches dans lesquelles elles naissent sont toutes situées en position de suralimentation neigeuse, au pied de petits plateaux. Toutes sont orientées face au Sud/Sud-Est, sauf celle du Puech d'Aronc à regard Nord.

Fait remarquable, on ne les trouve que dans le domaine du granite porphyroïde de Margeride. Elles sont toujours associées à des

Fig. 70 : Localisation des "rivières de pierres" en Margeride méridionale.

1. niche de nivation. - 2. rivière de pierres. - 3. bourrelet terminal ou non.



versants à tors et à des blocs épars, mais sans qu'il y ait de relations directes entre les bourrelets et les tors. Elles disparaissent dès que l'on passe aux micaschistes bien que toutes les autres conditions (altitude, pente, exposition) demeurent identiques.

2- Dynamique de mise en place.

La première idée est de voir dans ces formations de gigantesques lobes de gélifluxion mis en place lors des périodes froides du Quaternaire et nettoyés de leurs fines par un lavage ultérieur. Il est vrai que tous les versants encadrants ont subi ce type de dynamique avec remaniement des arènes, déchaussement des tors et étalement des blocs, mais cette dynamique de versants n'affecte qu'une faible épaisseur de matériaux, souvent inférieure au mètre, et le nettoyage ultérieur des formations gélifluées n'est jamais poussé de façon à donner une structure "open-work". La gélifluxion peut, tout au plus, nous permettre de comprendre les conditions dans lesquelles les blocs ont été apportés à la "rivière de pierres". Plusieurs arguments sont contraires à l'idée d'une édification de la forme avec la gélifluxion comme seul processus :

- la longueur des formations : comment imaginer une gélifluxion localisée sur une aussi étroite bande, se produisant sur des pentes faibles et sur une distance de plusieurs centaines de mètres ?

- le manque de matériaux fins car le granite porphyroïde donne surtout des sables et peu de limons et d'argile (fraction limoneuse des arènes presque toujours inférieure à 10 %) : comment concevoir le déplacement d'aussi énormes quantités de blocs sans une abondance des fines ? Dans le cas d'une simple gélifluxion, c'est sur les terrains métamorphiques voisins plus aptes à fournir ces matériaux fins que l'on devrait trouver les plus belles formations or ce n'est jamais le cas.

- l'impossibilité d'expliquer un nettoyage aussi complet dans une formation hétérogène : il faudrait imaginer de véritables chasses d'eau. Même en position de suralimentation neigeuse, il est vraisem-

blable que seuls de modestes filets d'eau liés à la fonte de congères de neige ont pu exercer leur action, étant donné la situation amont sur le versant. Ces filets d'eau n'ont pu avoir qu'une action de transport très faible en raison de l'extrême division que leur imposait la présence de blocs. On ne voit pas, dans de telles conditions, comment un nettoyage poussé aurait pu s'exercer sur une grande épaisseur.

Plus proches de la réalité nous semblent les dynamiques qui admettent une structure open-work en partie originelle et qui réclament la glace comme moteur. C'est pour cela que nous avons tenté de rapprocher ces formations des "glaciers rocheux à ciment de glace" dont nous avons rappelé les caractères dans la première partie du Livre II (1). En faveur de cette interprétation, on peut avancer comme arguments : le front abrupt qui atteste une poussée, le profil en travers convexe, les bourrelets intermédiaires qui sont des sortes de rides transversales et qui impliquent eux-aussi un mouvement. Parmi les arguments contraires, on peut retenir la faible épaisseur des formations : moins de 10 m de matériaux, est-ce suffisant pour permettre un fluage, même avec un ciment de glace? N'oublions pas que nous n'avons plus aujourd'hui qu'une masse décrépite, affaissée, mais que celle-ci a dû représenter un volume supérieur lors de sa phase de création.

(1) Le lecteur familier de la haute montagne alpine ne doit pas s'attendre à trouver ici de belles formes en saillie, avec des bourrelets bien tracés. Ce sont, au contraire, des héritages, formes anciennes, mortes depuis longtemps, aux aspects avachis, décrépits, toutes les arêtes vives ayant été reprises par des processus ultérieurs et par une importante action anthropique. Ajoutons que même originellement ces constructions n'ont sans doute jamais eu "un aspect alpin", compte tenu de leur édification en conditions paléoclimatiques de "limite", de "transition".

La naissance de ce type de formation se comprend assez bien. Dans les niches en position de suralimentation neigeuse, d'importantes congères se sont accumulées. Transformées ou non en névés, elles ont dû être recouvertes par les apports gélifluidaux de versants dont l'existence est attestée, nous le verrons, sur tous les versants de Margeride : blocs, sables et fines mêlés recouvraient la neige, ce qui assurait sa conservation et sa transformation en glace. D'une année sur l'autre, on a eu ainsi la création d'un véritable "millefeuille", sorte de béton à ciment de glace. Sans doute la quantité de glace était accrue par le gel des eaux de ruissellement et des eaux hypodermiques qui se réunissaient dans le talweg. Progressivement, l'ensemble devait acquérir une dynamique sur le versant. Le mouvement d'ensemble, en provoquant un brassage des blocs conduisait à l'enfoncement des fines, lesquelles pouvaient alors former, en profondeur, un véritable lit qui favorisait lui aussi le glissement général. La formation devait alors avoir une taille bien supérieure à l'actuelle ; elle s'est tassée progressivement avec la fonte lente de la glace interne.

Les "rivières de pierres" du Sud de la Margeride témoignent de dynamiques de type périglaciaire où des apports gélifluidaux de versants alimentent des sortes de glaciers rocheux à glace interstitielle.

3- Place dans l'ensemble des formations d'origine froide du Sud margeridien et implications paléoclimatiques.

Ces formations, de type "rivières de pierres", ne peuvent avoir été mises en place qu'après l'épisode d'englacement généralisé du Sud de la Margeride. Dans l'espace, fonctionnaient alors côte à côte plusieurs systèmes :

- à l'Ouest, l'évolution était de type périglaciaire simple : niches de nivation, gélifluxion, vallons en berceau.
- à l'Est, de véritables cirques glaciaires réoccupaient et réaménageaient les amphithéâtres en position de suralimentation neigeuse. A l'Est du Col des Trois Soeurs, on peut remarquer l'alignement et

l'incrustation de ces cirques dans un escarpement de ligne de faille de direction méridienne (fig. 67). Outre la suralimentation neigeuse et la bonne conservation de la neige, l'exploitation d'un potentiel structural très favorable doit être envisagé ici. Quelques dépôts situés dans le fond témoignent de l'activité des cirques. Ils présentent des formes en langues avec des blocs emballés dans une matrice sablo-limoneuse. Difficile à interpréter, ils peuvent être classés comme des formes intermédiaires entre des dépôts géliflués, de vraies moraines ou des restes de glaciers couverts.

- au Sud et au Sud-Est, des glaciers rocheux à ciment de glace interstitielle occupaient alors les principaux talwegs tandis que les versants connaissaient une évolution de type gélifluidal. L'existence de glace dans les rivières de pierres implique un permafrost discontinu. D'après de nombreuses études réalisées sur des glaciers rocheux actifs, en particulier par D. Barsch (1971), on peut estimer que ces formations sont en-dessous de la limite des neiges pérennes (400 m pour D. Barsch) mais nettement au-dessus de la limite de la forêt. On peut alors imaginer ce secteur de la Margeride comme un milieu supraforestier, froid mais trop sec pour avoir de vrais glaciers blancs. Cet extrême Sud du massif s'apparentait donc aux limites du domaine de la haute montagne méditerranéenne où les glaciers rocheux remplacent les vrais glaciers en raison de la sécheresse relative et des faibles épaisseurs de neige (Alpes du Sud, Pyrénées orientales).

C- Des formations arénacées déplacées, inégalement réparties.

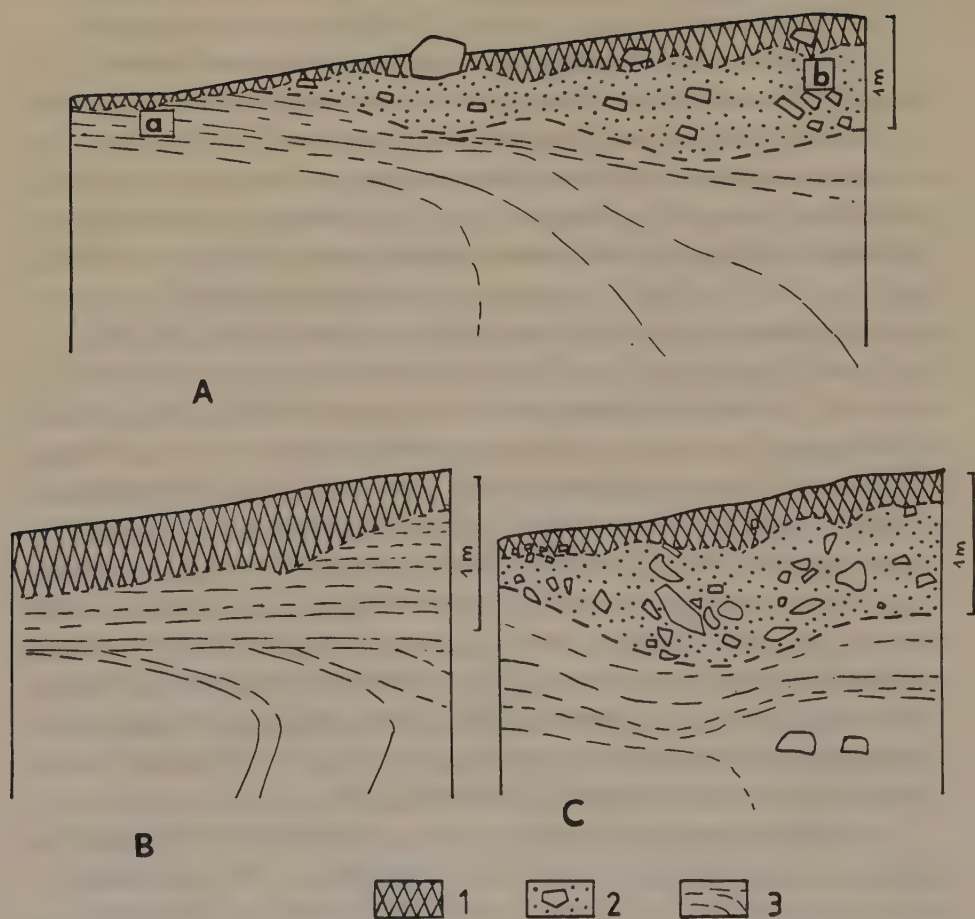
Comme dans les autres régions de socle du Massif Central, les versants de la Margeride sont nappés de formations hétérogènes à blocs lesquelles recouvrent le plus souvent un horizon d'arènes déplacées, litées ou fauchées. Cette association présente ici des caractères bien connus, très proches de ceux décrits en Limousin.

1- Présentation d'exemples.

Parmi les nombreuses coupes disponibles, nous pouvons présenter celles du Rocher Blanc et du Col du Cheval Mort.

Au Rocher Blanc (Saugues : 673 ; 285 ; $z = 1120$) la superposition formations gélifluées à blocs sur arènes fauchées et litées se lit bien, surtout en raison du contraste pétrographique créé par la présence de fragments de quartz filonien dans la formation de surface (fig. 71). Toutefois, le contact entre les deux formations est peu franc sauf en quelques secteurs où il y a ravinement. On peut noter dans certains cas la disparition des formations gélifluées à blocs (fig. 71 B) : ces dernières ont sans doute existé partout, mais ont été détruites postérieurement à leur mise en place par un décapage, avec un ravinement qui atteint les arènes fauchées (l'interruption brutale de la structure lamellaire de ces arènes est nette). Ces formations gélifluées de surface présentent parfois, là où elles subsistent des ébauches de poches de cryoturbation (fig. 71 C). Dans certains cas, on peut retrouver au moins deux épisodes de gélifluxion superposés, mais le phénomène est peu net. Le profil étudié au Rocher Blanc, comme d'ailleurs celui de Sainte-Eulalie déjà présenté, est représentatif des formations arénacées déplacées en période froide pour la partie médiane et septentrionale de la Margeride.

A Cheval Mort (St. Chély : 695,8 ; 263,9 ; $z = 1450$) les processus de mise en place sont peu nets (fig. 72). La structure lamellaire des arènes se lit mal ; le passage aux formations gélifluées est difficile à saisir ; ces dernières contiennent en surface des blocs de taille énorme, souvent métrique. Peut-on se servir du caractère mal structuré des arènes comme d'une preuve supplémentaire de l'englacement de la partie Sud de la Margeride ? La médiocrité de la coupe ne permet pas de répondre avec sûreté, mais l'hypothèse mérite d'être retenue. Précisons que tous les profils de la partie méridionale du massif présentent des caractères voisins.

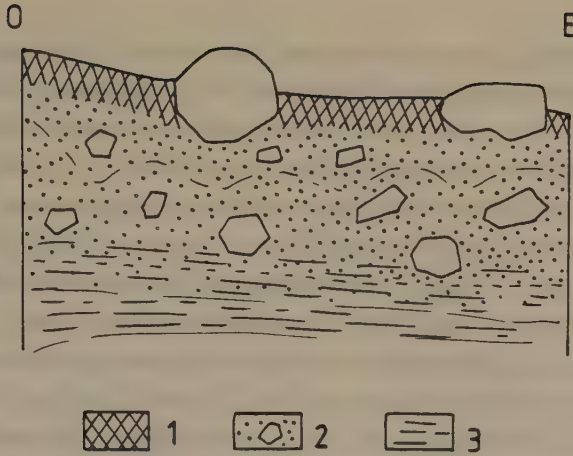


Le Rocher Blanc

Fig. 71 : Coupe du Rocher Blanc.

A - vue d'ensemble. - B - détail de a. - C - détail de b.

1. horizon humifère. - 2. formation à blocs gélifluée. - 3. arène fauchée et litée.



Cheval Mort

Fig. 72 : Coupe du Col de Cheval Mort.

Même légende que la figure 71.

2- Distribution géographique des formations.

A l'échelle de la région, la distribution spatiale des formations à blocs et des arènes structurées se différencie de celle du Limousin, en ce sens qu'elle est en Margeride très contrastée suivant les secteurs géographiques : omniprésentes dans la Montagne, les deux formations sont pratiquement absentes sur les plateaux périphériques. Cette inégale disposition oblige à poser plusieurs questions : la répartition du phénomène est-elle originelle et dans ce cas, quelle en est la cause : topographie, pente, conditions microclimatiques ? Ou bien, les formations ayant au départ existées partout, quel est le processus responsable de leur disparition ? Les réponses à ces questions seront apportées progressivement au cours de l'étude en envisageant les structures laissées par le gel dans le sol, en étudiant les dynamiques de mise en place et enfin lors de l'étude des mécanismes érosifs récents et actuels.

Dans la Montagne, nous l'avons vu, les formes sont simples : de lourdes croupes convexes s'ordonnent autour d'alvéoles plus ou moins creusés. Les formations à blocs associées aux arènes structurées recouvrent tous les versants d'une bonne épaisseur, en moyenne voisine de 70 cm, pouvant atteindre 3 - 4 m en pied de versant. Aucun classement du matériel n'est visible. C'est à peine si l'on peut noter que les plus gros blocs sont à la partie supérieure du dépôt. Quelques uns émergent même hors du sol, à peine ancrés par un de leurs coins dans le sommet de la formation ; ces derniers peuvent parfois devenir si nombreux qu'ils confèrent alors aux versants un aspect de détail "hérissé", comme dans le Sud entre le Truc de Fortunio et Estables.

Ces formations à blocs estompent les irrégularités des pentes et parachèvent le profil convexo-concave ; elles s'étaient largement dans les vallons avec des longs raccords concaves qui confèrent à ces derniers une allure en berceau bien caractéristique. Sur les sommets les plus larges et les plus plans, elles sont moins épaisses avec des blocs plus petits et peu déplacés ; au contraire, sur les grands versants rectilignes que sont les escarpements de ligne de faille, elles forment des recouvrements épais et réguliers. Somme toute, il s'agit d'une situation qui, à l'échelle du versant, est identique à celle que nous avons notée en Limousin. Ces formations ont été peu retouchées et des sols évolués ont pu se développer : sols ocre podzoliques le plus souvent sur les pentes, rankers d'altitude sur les plus hauts sommets.

Sur les plateaux périphériques, tout change brutalement et l'on pourrait croire à première vue à l'absence totale de formations superficielles d'origine froide. Il est vrai que dominant partout les versants "râclés" où un sol mince (ranker anthropique d'à peine 10 cm d'épaisseur) recouvre directement l'arène en place : replats d'alvéoles, éléments de versants plans localisés surtout en sommet d'interfluve. On pourrait penser que pour des raisons locales la région n'a pas connu d'épisodes froids marquants, ou bien que le froid s'est manifesté d'une façon différente, le milieu des plateaux étant plus sec que celui de la Montagne... Mais en fait, on retrouve les formations hétérogènes à blocs dans tous les fonds humides aussi bien dans les vastes alvéoles que dans les plus modestes vallons et même parfois quelques lambeaux subsistent

dans la partie médiane des versants. On peut donc être assuré que les conditions climatiques d'ensemble ont été partout favorables à l'installation de ce type de formations.

Quant à l'étude des arènes, elle permet d'observer en leur sein la présence de structures de gel. Des structures et des formations d'origine froide ont donc existé, puis ont été plus ou moins érodées postérieurement à leur élaboration. De ce fait, nous n'avons plus que les racines des arènes gélimobilisées, mais leur présence suffit à prouver le rôle de dynamiques froides. Le niveau atteint par l'érosion récente varie de loin en loin (fig. 73). A Ferluguet, la partie supérieure des arènes fauchées a été évacuée et les micro-décrochements des diaclases sont encore bien visibles à 1,5 m de profondeur ; la structure lamellaire est recoupée par le profil topographique actuel. Au contraire, au Rouve, près de Saugues, ne subsiste que la racine des arènes structurées : un léger dérangement des filonets ou des blocs de granite sains se lit jusqu'à 40 cm de profondeur. L'épaisseur enlevée est donc considérable. Enfin, dans certains cas, seule l'arène ou la roche en place sont visibles : c'est le cas à Esplantas ou aux Combes, près de Saint-Paul-Le Froid.

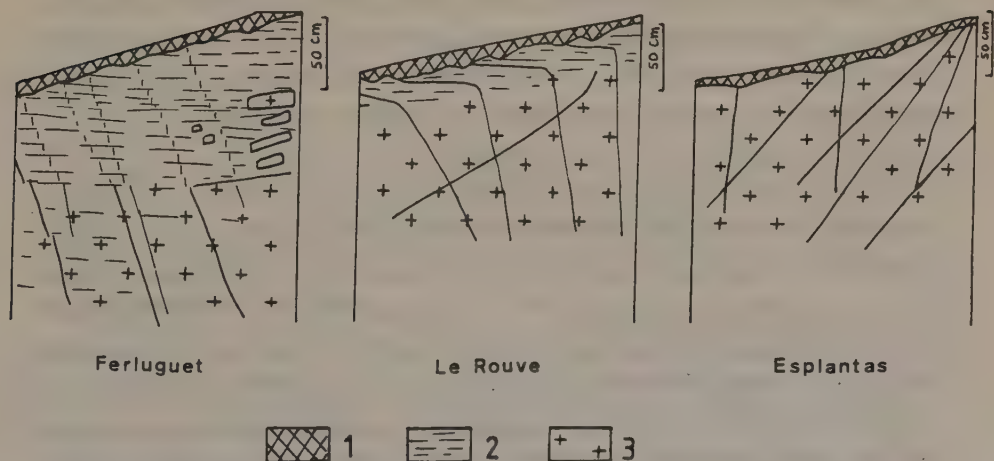


Fig. 73 : Erosion récente des arènes fauchées en Margeride.

1. horizon humifère. - 2. arène à structure lamellaire. - 3. granite sain.

Force est de conclure, qu'une importante érosion a tronqué les formations arénacées déplacées, postérieurement à leur mise en place sur les plateaux de Margeride. Leur absence ne tient pas à une cause paléoclimatique.

3- Implications paléoclimatiques.

Nous venons de voir l'importance que revêtent formations à blocs et arènes litées en Margeride. L'étude de coupes réparties dans toute la région permet de préciser la géographie de ces formations au Quaternaire récent et d'en tirer des conséquences utiles concernant les paléoclimats.

- les arènes fauchées et litées ne posent pas de véritables problèmes ; elles ont été réparties sur l'ensemble du massif. Comme en témoignent les racines de structures qui subsistent sur les bas plateaux. On les trouve dans toutes les orientations et quelle que soit la pente (même faible, de l'ordre de 2 à 3°). La dissymétrie dans la flexure, selon l'orientation, se retrouve identique à celle décrite dans la première partie du Livre II. De telles arènes structurées suggèrent un climat froid et humide avec gel-dégel saisonnier profond.

- les coupes complètes, avec superposition des arènes litées sur les formations à blocs, existent mais, rares dans les parties les plus basses, elles ne deviennent abondantes que vers le haut, dans les secteurs les moins humanisés. Le contact entre les deux formations est généralement peu marqué, tout comme en Limousin ; toutefois une discordance angulaire et un léger ravinement sont visibles.

- les formations à blocs présentent plusieurs aspects. En haute Margeride (au-dessus de 1200 m), les éléments lithiques de toute taille possèdent des coiffes argilo-limoneuses sur toutes leurs faces avec un épaississement plus marqué sur la face supérieure. De nombreux agrégats ont pris une structure en "boulette". En dessous de 1200 m environ, (un peu plus haut en position orientale), les coiffes sont moins belles, moins épaisses (de l'ordre du millimètre et souvent inférieures) et généralement disposées sur la seule face supérieure des éléments lithiques. Il arrive même que les coiffes soient discontinues, seulement préservées dans les petits creux liés à la cassure de la roche. L'exis-

tence de tels phénomènes semble impliquer des conditions de dynamique particulière. Tout se passe comme si, dans les parties basses de la Margeride, (et encore plus sur les façades orientales), la quantité d'eau disponible avait été moins importante que sur les hauteurs. Dans ces conditions, les formations à blocs ont pu se mettre en place, mais le mouvement de rotation des matériaux a été freiné. De tels caractères de sècheresse relative correspondent tout à fait à ce que l'on observe aujourd'hui. Il est vraisemblable que la sècheresse climatique a été renforcée par une sècheresse édaphique en raison du caractère très filtrant des arènes sous-jacentes. Cette sècheresse devait être encore plus forte sur les bas plateaux (1000 m et moins).

Ainsi entre Haute Margeride et Plateaux, dès la mise en place des formations, une légère différence de faciès a pu exister à l'intérieur des formations gélifluées à blocs, mais nous avons vu que ce n'est pas l'élément décisif dans l'explication de l'absence de formations gélifluées sur les plateaux inférieurs.

Des horizons de type fragipan bien que relativement rares se rencontrent en Margeride. Plusieurs exemples peuvent être retenus. La figure 74. montre deux exemples de coupes à fragipan. La première (A) se situe près du village de Pompeyrin (Saugues : 685,2 ; 296,3), vers 1060 m, sur un haut replat à regard nord dominant l'alvéole de la Besseyre-Saint-Mary. A l'emplacement de la coupe, la pente est faible, ne devenant forte (6-7°) qu'au dessus du ruisseau de Pompeyrin. On peut observer de haut en bas :

- sous un horizon anthropique, la base d'un ancien sol ocre podzologique.
- de - 40 à - 70/-80 cm, une formation à blocs à petits éléments de granite porphyroïde (décimétriques pour les plus gros), à structure meuble, avec un peu de matrice fine (limons et argiles), à dominante sableuse (les sables ayant un aspect lavé). Les éléments lithiques sont tous recouverts par une mince coiffe (1 à 2 mm), continue et localisée, uniquement sur leur sommet.
- de - 70/-80 cm à - 145/-150 cm, un horizon de type fragipan. La structure est compacte, impénétrable au couteau. L'horizon est enrichi en fines par rapport à l'horizon supérieur. On note la présence de tout petits pores. Des traces à l'aspect de lambeaux chiffonnés, riches en fines et en matière organique témoignent en faveur de l'incorporation d'un ancien sol. Enfin, de petites glosses sont visibles dans la partie inférieure de l'horizon : elles ont de 1 à 2 cm de large sur 10 à 15 cm de long ; très blanchies, elles présentent un liseré coloré en ocre par des dépôts de fer.

- en-dessous de - 145/-150 cm, on devine sur quelques centimètres d'épaisseur, une arène structurée par le gel de type arène fauchée. La structure est à nouveau meuble, facilement pénétrable.

La deuxième coupe (B), se situe à l'Ouest de Brenac, au lieu-dit la Charbouneïre (Saugues : 693,5 ; 280). Les pentes y sont faibles le versant s'inclinant vers l'Est pour rejoindre le ruisseau de Brenac. L'altitude est de l'ordre de 1280 - 1300 m. L'horizon de type fragipan apparaît vers -70/-80 cm, sous une formation à blocs sur laquelle se développe un sol ocre podzolique. Le fragipan très compact présente en son sein de petites passées centimétriques où les sables sont lavés. L'épaisseur de la coupe ne permet pas d'identifier les phénomènes sous-jacents.

De telles coupes à fragipan nous conduisent à admettre que la Margeride a pu connaître, lors du dernier épisode froid, la présence de pergélisol. La rareté et le caractère ponctuel des coupes font penser à un pergélisol discontinu lié à des conditions stationnelles particulières. Cette discontinuité peut être montrée par la comparaison des coupes

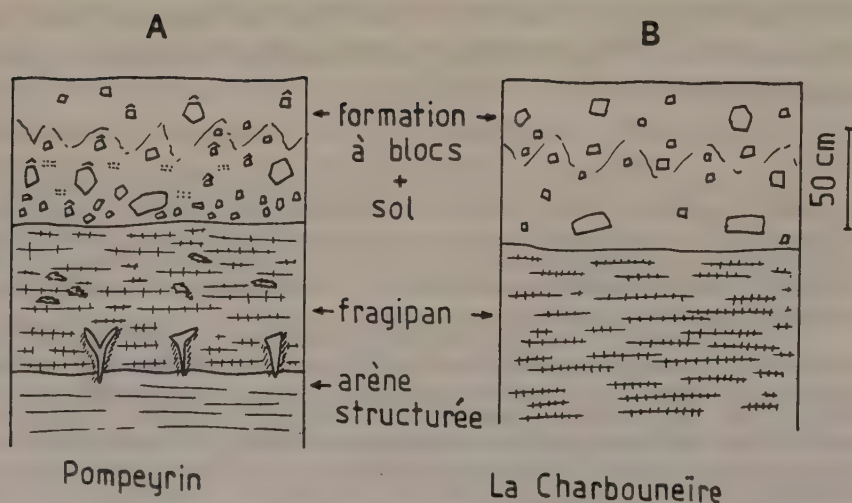


Fig. 74 : Présence d'horizon de type fragipan en Margeride.

de la Charbouneire et de Sainte-Eulalie, située à peu de distance de part et d'autre de l'axe faîtière : à l'Ouest, à Sainte-Eulalie, il n'y a pas de fragipan tandis qu'à l'Est, à la Charbouneire les conditions ont été semble-t-il beaucoup plus froides. Cette notion de pergélisol discontinu s'accorde assez bien avec ce qui a été observé dans le Sud du Massif où nous avons signalé la présence de glaciers rocheux.

D- De rares manifestations périglaciaires ponctuelles

Dans certains cas, les formations à blocs passent latéralement à des groizes. Un bon exemple est donné le long de la route Paulhac-Saugues, en rive droite de la Desges, vers 1000 m d'altitude, au pied de l'interfluve le Puech (1315 m : Saugues). La pente à regard ouest, de l'ordre de 18-19°, recoupe des roches métamorphiques (gneiss à deux micas). Les matériaux ont été débités en plaquettes de toutes tailles : les plus grossières, assez rares, peuvent atteindre 30 - 40 cm d'épaisseur ; les plus fines moins d'un millimètre. Toutes les tailles intermédiaires existent, mais la dominante est centimétrique : 4-5 cm de grand axe sur 2 ou 3 mm d'épaisseur. Les blocs ont migré sur le versant, à plat le plus souvent ; quelquefois, certains sont redressés mais le phénomène est peu fréquent. La matrice, fine entre les blocs, représentant le tiers du volume, est toujours meuble, floconneuse. De nombreux pores grossiers (3 à 4 mm) sont visibles, le plus souvent au contact des blocs. L'empilement des blocs à plat, conférant à l'ensemble une allure légèrement litée, rapproche ce type de formation des groizes. Mais on ne remarque pas de lits véritablement lavés, ni de disposition rythmée des éléments.

Un tel type de disposition ne s'observe que dans quelques sites très particuliers, comme sur la rive droite de l'Ance, à mi-versant, au lieu-dit le Sargnou (Cayres : 282,5 ; 703,3), sur une pente forte de l'ordre de 25 à 27°, face au Nord-Ouest, où l'on peut relever un véritable éboulis ordonné. Une bonne coupe montre (fig. 75) :



LE SARGNOU

Fig. 75 : Coupe de l'éboulis ordonné du Sargnou
(Margeride).

- au sommet, sur une dizaine de centimètres, un ranker d'érosion.
- puis 40 à 50 cm d'une formation à blocs, tout à fait ordinaire avec quelques gros blocs.
- vient ensuite, sur une épaisseur de 2,5 m une formation à structure meuble et allure rythmée. La matrice est à dominante sableuse avec quelques blocs de petite taille (de 5 à 10 cm de grand axe ou plus petits ; de rares éléments dépassent 15 cm). La structure est organisée avec des lits enrichis en fines (limons) et en fer de 2 à 3 cm d'épaisseur et des lits en matériel plus grossiers, sableux, lavés, pouvant atteindre 10 à 15 cm.
- en dessous, on retrouve une arène structurée par le gel, à peine déplacée sur le versant, bien enracinée.

Il s'agit d'une formation à blocs complexe, évoluée, ayant subi une importante redistribution de matière en son sein. Le facteur lithologique n'étant pas en cause, il s'agit comme ailleurs du granite porphyroïde de Margeride, l'évolution particulière est sans doute à mettre en relation avec la pente forte et l'exposition face au Nord-Ouest.

Quant aux talus d'éboulis véritables, ils sont presque totalement absents de Margeride. Tout au plus peut-on retenir quelques éléments dispersés au pied de chicots rocheux dans les secteurs en gorge des vallées principales. Les seuls éboulis notables sont donnés par les pointements de leucogranite les mieux mis en valeur par érosion différentielle. Ainsi, à Auvers, au Clas du Besset (à l'Ouest de la Besseyre-Saint-Mary), à la Montagne du Liconès ou au Truc du Ronc (Est du Malzieu), des champs de blocs frangent des interfluves redressés par rapport au système de pente environnant. Ce ne sont jamais des éboulis de gravité simple, mais toujours des formations dont la base a été assistée : ils ont subi des mouvements de descente en masse affectant l'ensemble ou de simples paquets, ce qui leur confère un aspect de grands tabliers de blocs à topographie irrégulière avec creux et bourrelets.

L'extrême rareté de ce type de formations est aisé à expliquer. Le granite porphyroïde de Margeride, en raison d'une altérabilité assez poussée et d'une grande homogénéité, n'a pas été capable de donner de belles corniches susceptibles d'évoluer par gélifraction. Et même lorsque cette dernière est possible, la gélifraction ne détache pas de beaux blocs parallélépipédiques mais seulement des particules de la taille des grains. Cela explique le caractère des formations périglaciaires de versant en Margeride : elles possèdent à la fois de très gros blocs métriques et une abondante matrice sableuse. On comprend qu'une telle "fourchette" granulométrique ait favorisé la création de glaciers rocheux. Les matériaux intermédiaires, de la dizaine à la trentaine de centimètres, sont très rares, limités aux affleurements de leucogranite qui possèdent un diaclasage dont la maille est de ce type.

Enfin, une faible évolution de type nival se remarque sur certains versants. En dehors des cirques, proprement glaciaires, déjà signalés, de nombreuses têtes de vallons, surtout celles qui sont situées à l'Est de l'axe faitier ont été retouchées, le versant amont ayant été redressé. La disposition géographique, fonction de la seule suralimentation neigeuse, oblige à choisir le facteur nivation comme facteur primordial pour comprendre cette légère dissymétrie de versant.

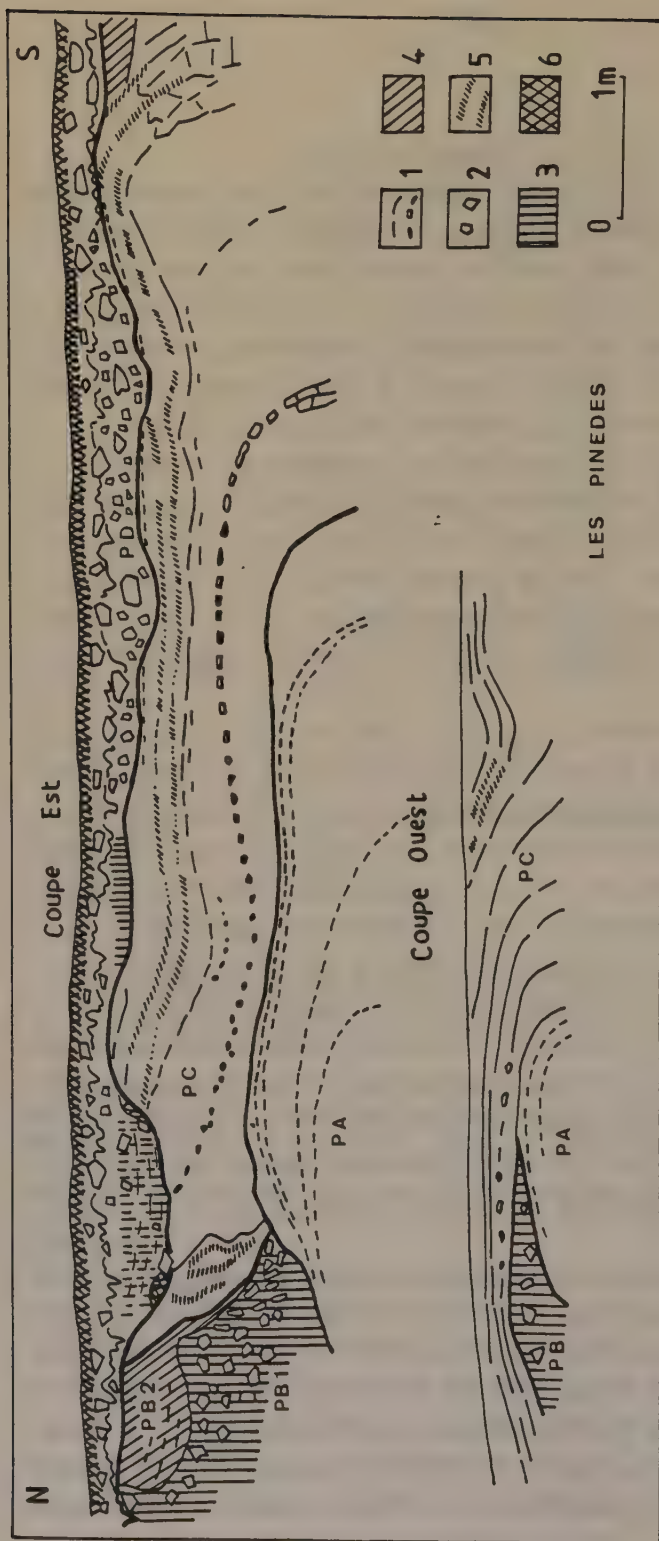


Fig. 76 : La coupe à récurrence des Pinèdes, d'après B.Van Vliet-Lanoë et al., 1981.

1. arène fauchée. - 2. formation à blocs. - 3. horizon à illuviation d'argile. - 4. sol remanié.
5. hématisite. - 6. horizon à fort pourcentage de matière organique.

Les lettres et les chiffres renvoient au texte.

Sur la coupe face ouest, les horizons superficiels ont été tronqués lors de l'exploitation de la carrière.

Paradoxalement, c'est sur les plateaux que le phénomène est le plus visible, chaque élément plan ayant subi la déflation tandis que la neige s'accumulait à l'abri, à l'Est, en position sous le vent. Les résultats morphologiques sont faibles, en raison de l'inaptitude du granite porphyroïde de Margeride à se laisser modeler et à conserver les formes.

CONCLUSIONS ET PROPOSITIONS POUR UNE CHRONOLOGIE.

Connaissant les grands types de formes et formations et les mécanismes de mise en place, il est possible de proposer une chronologie relative valable en Margeride.

Comme en Limousin, les deux formations principales, arènes structurées par le gel et formations gélifluées à blocs, semblent logiquement s'articuler autour des deux épisodes principaux de la dernière grande période froide: Pléniglaciaire moyen pour les premières, Pléniglaciaire supérieur, pour les secondes.

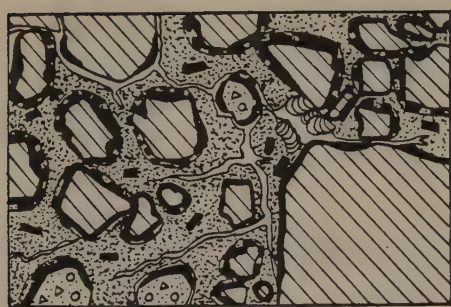
La plupart des coupes ne montrent que ces deux épisodes. Toutefois, dans quelques cas, des coupes à récurrences permettent d'établir une chronologie beaucoup plus longue. Rappelons ici l'exemple connu des Pinèdes (B. Van Vliet-Lanoë, B. Coque, B. Valadas 1981). Cette coupe située à l'Est de St. Chély d'Apcher (St. Chély : 679,3 ; 278 ; z = 1050 m) montre une superposition assez complexe (fig. 76) :

- à la base, on trouve un premier panneau d'arènes fauchées (P.A.) surmontées par un convoi limoneux à blocs qui les ravine (P.B.1.).

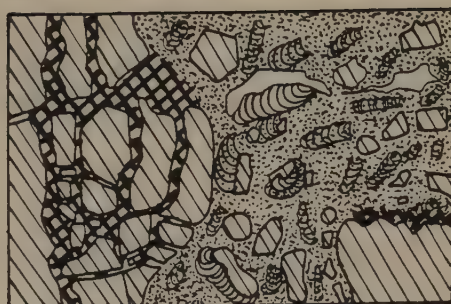
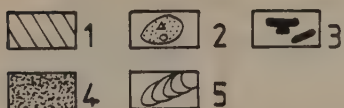
L'arène est progressivement fauchée à partir du granite altéré dont les feldspaths sont fortement kaolinisés. On distingue les panneaux non perturbés bien que leur structuration soit assez faible.

La formation P.B.1. présente un matériel limono-argileux avec des blocs relativement homométriques.

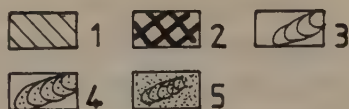
L'ancienneté de ces deux formations est prouvée par l'évolution pédologique qui affecte le convoi dans lequel s'est développé un paléosol de type lessivé glossique, marmorisé dont on reconnaît bien l'horizon Btgx. La nature du convoi et son degré d'évolution se lisent micromorphologiquement : la fig. 77 reprend le dessin de deux lames minces effectuées au sein de cette formation ; sur la première (A), on remarque l'aspect caractéristique en boulette, témoin d'une mise en place gélifluidale. Les coiffes anciennes ont été plus ou moins érodées ou cassées ; plusieurs générations de coiffes sont visibles ainsi qu'une importante illuviation.



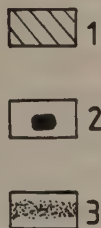
A



B



C



Les Pinèdes

Fig. 77 : Etude micromorphologique de la coupe des Pinèdes.

Margeride.

A - vieille formation gélifluée : 1. élément lithique. - 2. agrégat de limons et sables fins. - 3. éléments de coiffes. - 4. fond matriciel. - 5. illuviation.

B - au coeur du paléosol : 1. élément lithique. - 2. hématite. - 3. 4. et 5. différents épisodes d'illuviation. -

C - détail du fauchage d'une bande d'hématite : 1. élément lithique. 2. granule d'hématite. - 3. fond matriciel limoneux.

sur la seconde (B), au moins trois générations d'illuviations se marquent : la plus ancienne est complètement intégrée au fond matriciel et la plus récente se détache nettement apparaissant sous le microscope en lumière normale avec une belle couleur brun-orangé vif.

- au centre, on distingue une deuxième phase d'arènes fauchées (P.C.), très étirées, présentant une pseudostratification et, localement, en bout de course, des étirements. Ces arènes érodent légèrement le sommet des arènes sous-jacentes (P.A.). Une étude de détail montre l'existence de deux panneaux superposés :

- * l'inférieur est fauché de manière progressive et sa terminaison aval est rebroussée au contact de P.B. le long d'un véritable plan de cisaillement.

- * le supérieur, fauché plus rapidement, enrichi en hématite qui forme des bandes, est interrompu brutalement par l'horizon qui le domine. Le fauchage se lit bien au niveau des bandes d'hématite qui sont ondulées, étirées et amincies à leur extrémité (fig. 77 C).

- enfin, la partie supérieure de la coupe montre un convoi limoneux à blocs aux traits classiques. A la base, au contact avec P.C., on trouve des lambeaux de limons humifères et des illuviations d'argile mais le phénomène est peu marqué et très discontinu. Enfin, la coupe est couronnée par un sol de type brun ocreux podzolique.

Ainsi, on peut observer, dans le cas précis de la coupe des Pinèdes, deux fois la superposition convois limoneux à blocs sur arènes fauchées. La séparation nette entre les deux et la présence d'un paléosol font penser à deux familles de formations bien décalées dans le temps. La mise en place raisonnée de tous les épisodes conduit à faire remonter à l'avant dernière période froide la famille la plus ancienne. Le tableau donné par B. Lanóë-Van Vliet, B. Coque-Delhuille et B. Valadas (1981), résume toutes les étapes de fonctionnement du versant (tableau IV). Parmi les deux hypothèses chronostratigraphiques proposées, il semble que l'on doive retenir la première comme la plus sûre. Elle se calque facilement sur les évolutions paléoclimatiques observées partout ailleurs en Europe de l'Ouest. Formations à blocs et arènes fauchées les plus anciennes correspondraient à la fin de l'Avant Dernière Période froide (RISS). Elles seraient séparées des formations plus récentes par une importante période de pédogenèse qui ne peut trouver place que lors du Dernier interglaciaire (Éémien) ; en effet, ses caractères complexes, polygénétiques, excluent de la placer lors de l'Interpléniglaciaire würmien dont la durée a été trop courte. Les arènes fauchées plus récentes trouvent place lors du Pléniglaciaire moyen et les formations à blocs dans le Pléniglaciaire supérieur. Le Tardiglaciaire étant marqué, quant à lui, par les dernières traces de

Unités lithostratigraph.			Paléoclimatologie							Chronologie hypothèses		
			Temp.				Hum.			I II		
			R.	F.	TF.	T.	S.	M.	H.	HOLOCENE		
pédogenèse										DERNIER GLACIAIRE	Tardigl. (W.V)	W.V
illuviation												
Formations à blocs	P.D.									DERNIER GLACIAIRE	Plénigl. B (W.IV)	W.IV
incision												
limons humifères										DERNIER GLACIAIRE		W.IV
arènes	P.C.										Plénigl. A (W.II)	
Fauchées										DERNIER GLACIAIRE		W.II
sol remanié	P.B2										Proglac. (W.I)	
pédogenèse										INTERGLAC.	Eam ss.	
Formations à blocs	P.B1									SAALE		
arènes Fauchées	P.A.											

Tableau IV : Tentative d'interprétation chronostratigraphique de la coupe des Pinèdes, d'après B.Van Vliet-Lanoë et al., 1981, simplifié.

R = froid rigoureux. - F = froid. - T = tempéré. - TF = tempéré froid.
S = sec. - M = humidité moyenne. - H = très humide.

gel-dégel et des phénomènes d'illuviation.

Les coupes aussi complètes que celle des Pinèdes sont rares. Dans le cas présent, la bonne conservation peut s'expliquer par la conjonction de plusieurs raisons :

- localement une altération hydrothermale poussée favorise les phénomènes de fauchage et leur donne une dimension supérieure à la moyenne.
 - des filons de quartz ont alimenté les convois limoneux en blocs grossiers peu remobilisables.
 - l'absence de mise en culture de cette partie du versant.
- Ces raisons étant rarement réunies on comprend que le nombre de coupes à récurrences soit rare.

La chronologie que nous venons d'établir à partir de la coupe des Pinèdes, réduite aux principaux épisodes est insuffisante pour caractériser toute la richesse des morphodynamiques froides de Margeride. Il est en outre nécessaire de montrer, au moins pour les périodes les plus récentes, à l'aide des dynamiques moins largement répandues, le fonctionnement en "mosaïque" du massif. Il convient de distinguer non seulement une opposition nord-sud, mais aussi ouest-est, sans oublier le facteur altitudinal (tableau V).

- au Pléniglaciaire moyen, des glaces occupent le sud du massif, tandis que de grosses fontes de neige alimentent des cônes fluvionivaux dans le nord-ouest. La période est marquée par des conditions rigoureuses et suffisamment humides pour donner à la glace et à la neige une place de choix dans l'évolution des dynamiques.

- au Pléniglaciaire supérieur, se mettent partout en place des formations gélifluées à blocs, sans doute avec un fonctionnement optimal en altitude ; au même moment dans le Nord s'édifient plus ponctuellement, éboulis assistés, groizes et tabliers de blocs, tandis qu'à l'Est, les versants possèdent des névés voire de petits glaciers de cirque et peut être dans certaines conditions favorables, un pergélisol discontinu identifié grâce à la présence d'un fragipan; enfin, dans l'extrême Sud/Sud-Est, les rivières de pierres demandent pour leur édification outre des conditions structurales spécifiques

TABEAU V : PROPOSITIONS POUR UNE CHRONOLOGIE RELATIVE EN MARGERIDE

	UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET DYNAMIQUES	CHRONOLOGIE selon Y. VEYRET	INTERPRETATION DU PALEOSOL EEMEN d'après B. VAN VLIET-LANOE
TARDIGLACIAIRE	fixation progressive des versants plus illuviation phénomènes de nivation	conditions périglaciaires glaciers de cirque à l'Est glaciers rocheux au Sud	
PLENIGLACIAIRE SUPERIEUR	formations gélifiées à blocs en Montagne fragipan au Nord/Est - glaciers rocheux au Sud localement tabliers de blocs plus groizes	englacement complet de la Margeride méridionale	
PLENIGLACIAIRE MOYEN	englacement dans le Sud - cônes fluvi- nivaux dans le Nord arènes gélomobilisées	glaciaire - dépôts lacustres du Causse de Montbel cône torrentiel de la bordure occidentale	
EOWURN EEMEN	paléosol lessivé glossique (Les Pinèdes) (trois panneaux)		paléosol lessivé complexe ~ Brörup ~ Petite formation gélifiée ~ Melisey I ~ paléosol lessivé glossique ~ Eem (s.s)
RISS récent	formations gélifiées à blocs anciennes (Les Pinèdes)		
RISS ancien	arènes gélomobilisées de base		

des conditions climatiques rudes avec aussi un pergélisol discontinu. Ainsi le Pléniglaciaire supérieur est en Margeride un épisode froid et sec, mais avec des nuances locales selon les topoclimats, plus humide en Montagne, plus sec et froid dans le Sud-Est et l'Est où un véritable pergélisol discontinu et peu épais a pu s'installer.

Le Tardiglaciaire se manifeste en Margeride par une fixation progressive des versants, les phénomènes d'illuviation étant seuls importants et peut être encore très localement par le rôle de la neige, en grosses congères.

Cette chronologie des événements froids en Margeride est légèrement différente de celle présentée par Y. Veyret (1978) qui attribue l'englacement complet du sud du massif au Pléniglaciaire supérieur (épisode C 4 de sa chronologie) et les "rivières de pierres" et les glaciers de cirques au Tardiglaciaire (épisode C 5). Nous pensons qu'il est plus logique de placer les glaciers rocheux dans le même épisode que les fragipans dans la mesure où ils demandent des conditions paléoclimatiques voisines. Comme les fragipans sont liés à la base des formations limoneuses à blocs, les glaciers rocheux ne peuvent être que rattachés au même épisode que ces dernières, c'est-à-dire au Pléniglaciaire supérieur.

On le voit, la chronostratigraphie de la Margeride est peu différente de celle du Limousin. Cependant en Margeride l'effet de la continentalisation se fait sentir : englacement, pergélisol discontinu.

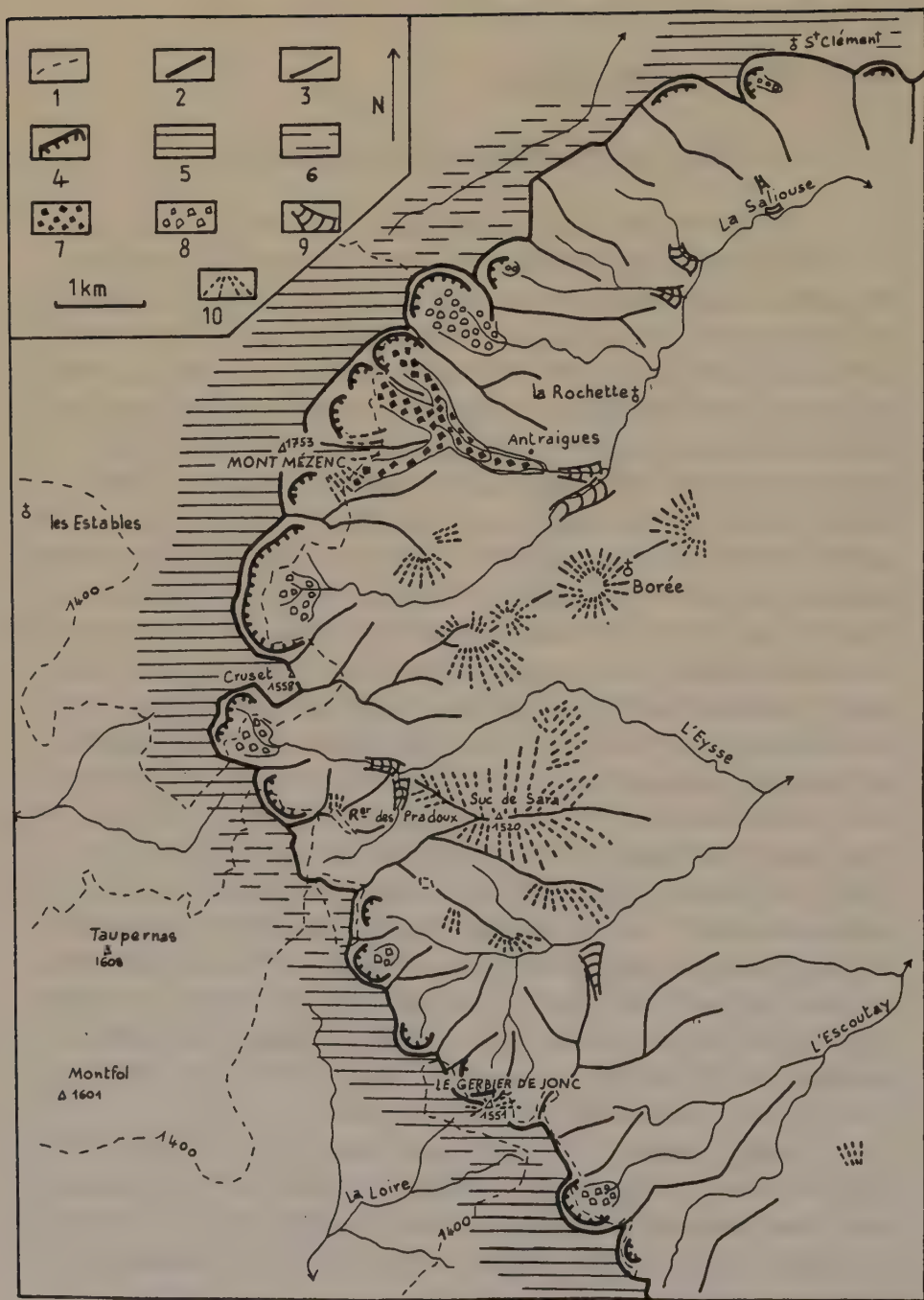
CHAPITRE III - LE VELAY ORIENTAL.

A- Des conditions marginales pour un englacement.

La question d'un englacement éventuel du haut Velay oriental a été posée depuis longtemps. P.Bout (1963) admet que le cirque des Boutières ait pu contenir des névés ; près des Estables, il reconnaît un ancien verrou ; pour lui, "la haute vallée du Lignon semble bien revêtir la forme en gouttière peu approfondie des vallées glaciaires de plateau à leur naissance." La démonstration reste subjective faute d'indicateurs certains. Il faut attendre une communication de R. Neboît et Y.Veyret (1976) pour que l'existence d'un ancien glacier couvert dans la vallée d'Antraygues soit argumentée : au pied oriental du Mont Mézenc, cette haute vallée, "affluent" de celle de la Saliousse conserve une énorme accumulation étirée tout au fond du talweg sur plus de 2 km avec une terminaison brutale en forme de talus raide visible près du hameau d'Antraygues; le matériel est hétérométrique, anguleux et présente un mélange d'apports volcaniques (phonolites et basaltes) venus de l'amont, et cristallins correspondant aux versants. La forme de l'accumulation, le modelé de détail et la disposition des matériaux concourent à en faire un ancien glacier noir. On ne peut pas être surpris de trouver ce type de glacier dans cette position. En effet, la situation topographique est favorable à l'installation d'une langue glaciaire : les grandes entailles situées directement au pied du plateau vellave sont susceptibles de recevoir d'énormes quantités de neige par suralimentation. Le caractère très macrogélif des roches (brèche, basalte, phonolite), en fournissant d'énormes quantités de matériaux sur les versants, a permis l'enfouissement de la langue de glace et sa transformation en un glacier noir.

Selon Y.Veyret (1978), des empreintes glaciaires sont aussi visibles dans le cirque du Vialaret situé à l'amont où l'on remarque des roches polies et moutonnées et de petits ombilics. Au contraire, Cl.Rousset (1976) nie farouchement toute possibilité d'englacement dans cette région.

L'observation méthodique du terrain permet de retrouver la



formation décrite dans la haute vallée d'Antraygues par R.Neboît et Y.Veyret. Un problème se pose pour toutes les autres entailles qui s'inscrivent immédiatement en contre-bas de la brutale rupture de pente qui termine le haut plateau : ont-elles été elles aussi réaménagées par les glaces ? Contiennent-elles des formations d'origine glaciaire ?

Rappelons tout d'abord que, face au Mont Mézenc, de Saint-Julien-Boutières au Nord à Mézilhac au Sud, la limite entre le versant méditerranéen et le versant atlantique fait un grand rentrant vers l'Ouest (fig. 78). A cet endroit, l'étude de détail des têtes de ruisseaux nous apporte des renseignements significatifs. Face aux points les plus élevés du plateau, du Mont Mézenc au Gerbier de Jonc, toutes les parties supérieures des ravins se présentent sous la forme de petits amphithéâtres d'assez belle venue, nettement suspendus au-dessus des talwegs principaux. Ce type d'aménagement cesse dès que les altitudes du plateau s'abaissent (quand elles sont à moins de 1300 m) ou dès que la forme du plateau n'est plus susceptible d'avoir favorisé une suralimentation neigeuse (topographie entaillée par des vallées secondaires). Dans ce cas, à l'extrême Nord et à l'extrême Sud du secteur étudié, on ne trouve plus que des bassins de réception torrentiels classiques, en forme de ravins. Une telle disposition, si étroitement liée aux conditions topoclimatiques, plaide en faveur d'un réaménagement par des processus froids où la neige et la glace ont pu jouer un rôle efficace. Bien que n'étant pas le facteur déterminant, la lithologie intervient aussi, les formes les plus belles se situant presque

Fig. 78 : Principales retouches d'origine froide à l'amont du versant rhodanien dans la région du Mont Mézenc.

1. courbe de niveau. - 2. limite topographique brutale entre le versant rhodanien et le versant atlantique. - 3. ligne de crête secondaire. - 4. versant réaménagé en forme de petits amphithéâtres suspendus. - 5. secteurs à topographie calme permettant de forts vents chasse-neige. - 6. secteurs à topographie différenciée ne permettant qu'une médiocre redistribution de la neige. - 7. glacier couvert hêrité. - 8. accumulation d'origine froide mal définie. - 9. cône de déjection d'origine fluvio-nivale. - 10. principaux éboulis liés à des pointements de phonolite.

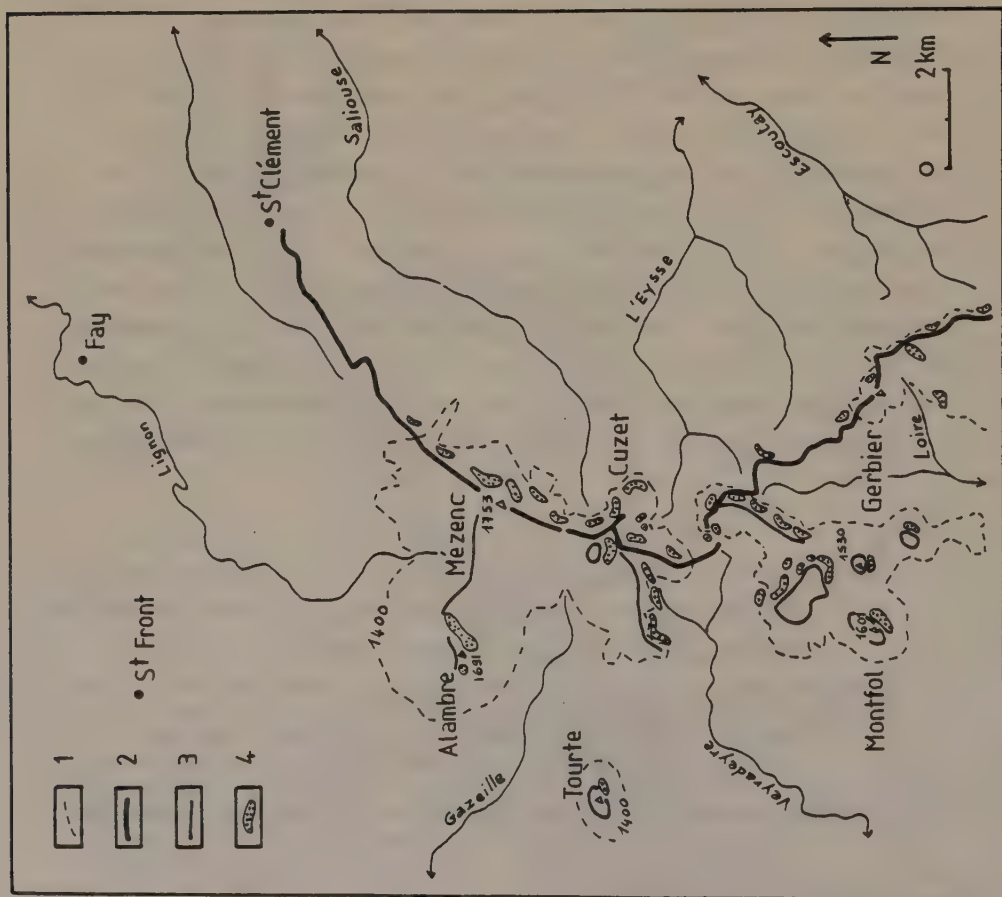


Fig. 79 : Répartition des congères
de neige les plus tardives
dans la région du Mont Mézenc.
Ex. du 29 mai 1978.

1. courbe de niveau 1400 m. - 2. limite
topographique brutale entre le versant
rhodanien et le versant atlantique. -
3. ligne de crête secondaire. - 4. con-
gère de neige.

partout au droit des versants couronnés par les terrains volcaniques ; avec les roches cristallines, seules les formes existent, mais elles sont beaucoup plus évasées (entre Bourgès et le Rayol).

L'étude des formations est plus difficile : partout dans ces petits amphithéâtres, existent d'épais dépôts dont l'interprétation demeure délicate. Les matériaux sont d'origine locale, très hétérogènes quant à la taille, avec une matrice sablo-limoneuse abondante. Aucun tri, aucun classement. L'ensemble se présente comme un grossier rembourrage au fond du creux, avec une forme de surface irrégulière. Si l'on tient compte de l'épaisseur et de l'étalement assez loin des versants, il est vraisemblable qu'une simple gélifluxion a été incapable de créer de tels dépôts et il est peut-être nécessaire de faire intervenir neige et glace.

Il est ainsi à peu près assuré que si les grandes vallées du versant rhodanien doivent leur intense dissection à une érosion linéaire exacerbée par les pentes et le climat méditerranéen, des retouches liées à la glace ou à de simples névés en ont remodelé l'extrémité amont, juste au pied de la terminaison orientale du plateau. Ces retouches sont essentiellement localisées dans les secteurs à suralimentation neigeuse. La neige balayée sur le haut plateau s'accumule aujourd'hui encore au sommet du versant rhodanien comme le montre la distribution géographique des congères de neige les plus tardives dans le secteur du Mont Mézenc (exemple du 29 mai 1978), (fig. 79). Cette suralimentation privilégie la rupture de pente majeure liée au contact entre les versants atlantique et rhodanien ; elle favorise aussi les irrégularités topographiques du plateau (bien visibles autour de Montfol). On comprend aisément que le réaménagement du versant par la neige ou la glace ait été plus actif là où les conditions topographiques étaient les plus favorables, c'est-à-dire au démarrage même du versant rhodanien. Il en résulte que la dissymétrie existant, déjà forte avant l'intervention des dynamiques froides a été encore accentuée par celle-ci.

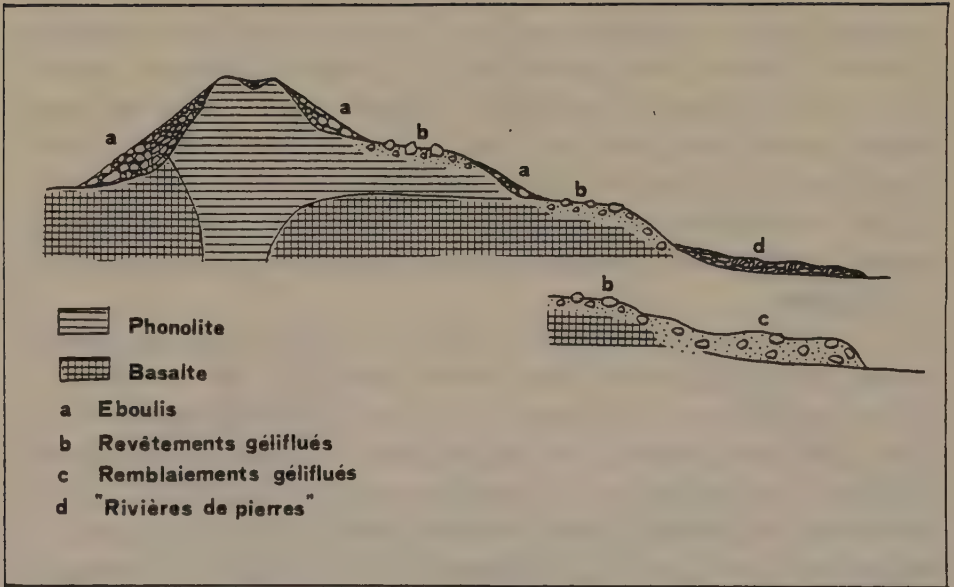


Fig. 80 : Croquis schématique montrant les associations entre les principales formations périglaciaires autour des massifs de phonolite du Velay oriental.

B- Formes et formations d'origine périglaciaire.

Pour l'étude des autres phénomènes d'origine froide, notre attention se porte d'abord sur le haut plateau. Les formations superficielles d'origine froide y sont abondantes. Parmi elles, P.Bout (1953 et 1960) a insisté sur les "nappes de blocailles" nommées "chiers, chirats ou clapiers" par l'usage local. Pour lui, ces blocailles se sont détachées une à une grâce à "l'action de coins de glace dans les diaclases de la roche phonolitique", et se sont ensuite mues globalement "à la faveur du névé ou de la glace qui comblait leurs interstices", s'écoulant lentement en "s'éloignant considérablement des reliefs dont elles tiraient leur substance."

Nous avons montré (B.Valadas, 1977) comment ces "coulées" de blocs, pour être importantes et spectaculaires, n'en sont pas moins simplement un type de formation froide parmi beaucoup d'autres. La nature des formations et leur répartition dans l'espace sont, en fait, étroitement conditionnées par les données structurales. La présence des pointements de phonolite est déterminante : ils introduisent à la fois une roche très diaclasée et des pentes brutalement redressées au milieu de plateaux calmes. Autour des pointements phonolitiques, on trouve toujours la même association des principales formations périglaciaires (fig. 80) :

- sur les chicots rocheux et leurs flancs immédiats, de grandes nappes d'éboulis.
- sur les interfluves voisins aux pentes atténuées et sans roche à nu, des formations sablo-limoneuses à blocs en revêtement continu.
- dans les vallons ouverts en amphithéâtres, de puissants remblaiements formés par l'épaississement des recouvrements précédents.
- dans les têtes de vallées, de véritables "rivières de pierres".

La mise en place des deux premières formations est facile à comprendre. Les nappes d'éboulis sont liées à une intense gélifraction qui a été favorisée par la présence d'une roche très sensible à la gélidivision. Ces nappes ne se trouvent qu'autour des flancs raides des culots, des dômes et des dômes-coulées de phonolite, c'est-à-dire

là où de grandes parois de roche à nu ont pu être soumises à l'action des agents météoriques, en particulier celle du gel. Tantôt ces éboulis sont composés de matériaux de petite taille, plats, à l'allure de lauzes (0,30 x 0,20 m), tantôt ils sont formés de matériaux très grossiers (1 x 0,80 m est une médiane fréquente), calés par des blocs plus petits. Dans le premier cas, il y a une ébauche de granoclassement selon la pente, cette situation se rencontre surtout dans les petits massifs comme le Pidgier ; dans le second qui correspond aux grands pointements (Lizieux, Meygal), la disposition des blocs est désordonnée quelle que soit la position sur la pente. Parfois au pied des corniches sommitales, on note la présence de grands paquets de phonolite à peine basculés et disloqués : tout se passe comme si la mise en place avait été marquée par de grands éboulements ou des dynamiques mixtes faisant intervenir à la fois la gélifraction et des phénomènes de décohésion.

Dans certains cas, les pointements de phonolite sont presque entièrement couverts par les nappes de débris ; dans d'autres, seule une ceinture de gélifracts frange l'édifice volcanique (les Roches près de Fay -sur-Lignon).

Nous verrons plus loin (Livre III) comment la gélifraction actuelle continue de s'exercer sur les pitons de phonolite du Velay oriental et comment ces éboulis, bien qu'en cours de colonisation, sont encore l'objet de dynamiques non négligeables.

Sur les versants aux pentes moins fortes (périphérie des culots de phonolite, plateaux basaltiques et granitiques) s'étalent de minces formations gélifluées à matrice fine limono-sableuse et à blocs. Elles sont tout à fait semblables à celles que nous avons déjà montrées en Limousin et en Margeride. Nous en avons déjà fait une description précise le long de la route forestière du Lizieux entre la Bataille et la Viallette (Yssingeaux : 747 ; 309) (B.Valadas, 1977). D'une manière générale, ces recouvrements ont en moyenne 0,80 m d'épaisseur, mais ils peuvent atteindre 1,50 m. La matrice fine est abondante, sans aucune trace de tri et les débris rocheux qui y sont mêlés ont toutes les tailles : certains, minuscules esquilles, se mêlent à la matrice dont on les distingue à peine macroscopiquement ; d'autres, les plus

nombreux sont d'ordre décimétrique, inégalement répartis dans la formation ; quelques uns peuvent être de grande taille, dépasser le mètre (médiane de 0,70 x 0,50 m), ils se localisent alors préférentiellement dans la partie supérieure des coupes, émergeant même souvent du sol. "Dans l'espace, la taille des blocs diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne des corniches et ce sont les petites plaquettes de phonolite qui migrent le plus loin. A Fay-sur Lignon, on les retrouve à Boischaud, à plus de 2 km au Nord de la Corniche des Roches qui leur a donné naissance ; au Nord-Ouest du massif d'Alambre, elles ont parcouru 2,5 km jusqu'à La Prade".

Les deux autres formations font appel à des dynamiques beaucoup plus difficiles à saisir. Les grands remblaiements qui tapissent le fond des têtes de vallon élargies en forme d'amphithéâtre sont liés aux recouvrements généralisés de versant. Ils sont une sorte d'épaississement de ces recouvrements, en pied de versant. L'épaisseur peut atteindre 6 m, comme vers les Bastides, sur le flanc nord de l'Alambre. Il est donc normal que le matériel présente un aspect très proche de celui des formations de versants voisines : aucun tri, une matrice abondante, des blocs dont la taille est généralement réduite (10 x 10 cm). Le profil en long du remblaiement est tendu, avec un angle assez marqué vers l'amont, tandis qu'à l'aval, la terminaison est brutale et de gigantesques bourrelets existent qui dominent en gradins les vallées en berceau étroit qui partent de ces niches.

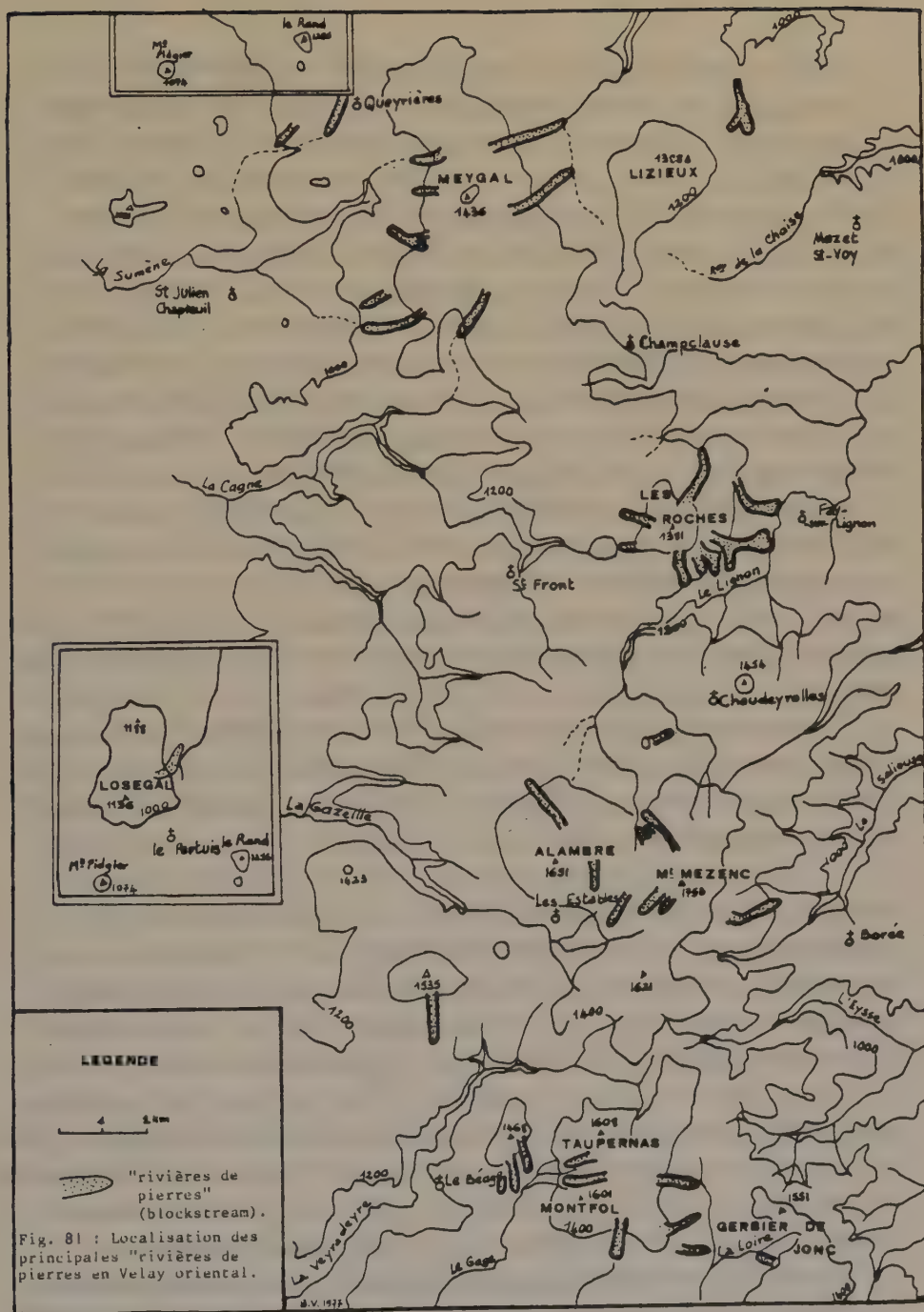
La filiation entre ces remblaiements et les formations de versant s'impose à l'évidence lors de l'observation du terrain. Cependant, il est impossible d'en faire de simples épaississements de la formation de versant où interviendrait seule une plus grande abondance de l'eau permettant un meilleur "glissement" des matériaux. Dans ce cas, on devrait trouver ces remblaiements partout où existent des formations de versant dès qu'une tête de vallon est suffisamment élargie pour servir de réceptacle. Or, ce n'est pas le cas et l'on n'observe des remblaiements importants et typiques qu'à partir d'une certaine altitude. En Velay oriental, la terminaison aval n'est jamais située en-dessous de 1250 - 1300 m. De même, ces têtes de vallon sont toujours plus vastes, plus profondes et comme aménagées en sorte de van, s'op-

posant ainsi aux têtes de vallons que l'on rencontre partout ailleurs à altitude plus basse. Enfin, l'étalement des matériaux vers l'aval, assez loin du pied des versants et la terminaison brutale du remplissage posent un problème de dynamique. Force est de concevoir, sans que l'on puisse avoir de preuves absolues, une succession d'épisodes provoquant recul et redressement des versants et d'épisodes conduisant au remblaiement. Tout se passe comme si, sur ces hauts plateaux balayés par les vents, les têtes de vallons avaient été abondamment remblayées par la neige. Celle-ci, suivant la nature climatique des épisodes froids, a pu donner soit de véritables névés autour desquels la gélification a attaqué le versant, soit de simples congères à fonte lente qui, par imbibition des matériaux de versants, ont permis le glissement de ceux-ci et le remplissage des fonds. Il est vraisemblable que ces types de dynamiques ont alterné un grand nombre de fois, mais on doit admettre en chronologie absolue un épisode ancien où le creusement l'emporte et un épisode plus récent où le remblaiement domine.

Nous rangerons ce type de forme dans la catégorie des "cirques de nivation" à remblaiements glacio-gélifluidaux.

Les "rivières de pierres", quant à elles, sont une formation extrêmement fréquente en Velay oriental comme le montre la figure 81.

Il s'agit de véritables "couloirs" de blocs et de pierrailles, du type des "block-streams" décrits par de nombreux auteurs anglo-saxons. Ces accumulations de blocs peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de long et dépasser même le kilomètre comme à Fay-sur-Lignon ou à Braye d'Alambre ; parfois, elles s'étirent sur 2 km comme à Freycenet (Lizieux) ou à Villevieille (Est du Suc de Lauzière). Les constituants sont uniquement des blocs dont la taille est très variable, mais généralement considérable (1 m x 0,80 m pour les plus gros). Quelques rares coupes permettent de voir la structure qui est toujours "open-work" et la disposition des blocs, les plus gros en surface, les plus petits à la base avec une diminution régulière des tailles ; une matrice fine n'apparaît que tout à la base, noyant sur quelques centimètres les blocs inférieurs (exemple à la Ferme Laval, près de Freycenet sur le flanc est du Lizieux - Yssingeaux : 747,5 ; 310,5 - et près des Chênes à Fay-sur-Lignon - Le Monastier : 748 ; 300). Les blocs sont



bien calés les uns avec les autres. L'épaisseur est généralement de l'ordre de 2 à 4 m, s'épaississant parfois en bourrelets transversaux qui accidentent la formation. La pente longitudinale est moyenne, de l'ordre de 8 à 9°, mais souvent accidentée par de brusques ruptures, gigantesques marches d'escalier séparées par de larges paliers comme à Andéol-Suc de Montfol ou au Villaret (Ouest du Meygal). La terminaison de ces "rivières de pierres" est toujours brutale et marquée tantôt par un étalement des blocs, tantôt par un véritable front abrupt (pente supérieure à 30° à Andéol près du Suc de Montfol). La terminaison des formations se fait à des altitudes qui varient du Nord-Ouest au Sud-Est : 1000 à 1100 m pour le Meygal, 1100 m au massif des Roches et 1300 m pour l'ensemble Taupernas-Lauzière-Montfol.

Le départ de la "rivière de pierres" se produit à l'aval d'amphithéâtres aux formes mal venues, situées au droit de cols largement ouverts. Ces amphithéâtres contiennent un remplissage proche des formations à blocs généralisées décrites précédemment, ce qui conduit à la création d'un milieu hydromorphe contrastant fort avec l'accumulation de blocs.

Sur le plan lithologique, ces "rivières de pierres" sont le plus souvent formées de phonolites mais quelques unes sont constituées de basalte comme c'est le cas à Bazac près de Fay-sur Lignon ou à Lou Council près de Freycenet (Lizieux).

Les dynamiques responsables de la mise en place de telles formations demeurent difficiles à mettre en évidence. La première hypothèse à envisager serait de voir là un régolithe *in situ* dont il ne resterait que les blocs sains, la matrice fine ayant été entraînée au loin. Elle doit être abandonnée dans la mesure où le caractère allochtone des formations est mis en évidence presque partout : les "rivières de pierres" phonolithiques s'avancent, parfois sur plus d'un kilomètre, sur un substratum basaltique voire granitique (Freycenet ou Fay-sur-Lignon).

Compte tenu de l'épaisseur, du manque de fines et de l'allochtonie des matériaux, on ne peut pas non plus en faire de simples pavages produits par le gel selon des processus de soulèvement différentiel.

Une autre hypothèse consisterait à voir dans ces accumulations de blocs des sortes d'éboulis, assistés à leur base et ayant largement migré au loin. Il est, dans ce cas, difficile d'expliquer l'allure

filiforme des formations conservée sur de grandes distances et des pentes faibles. De plus, il y a toujours aujourd'hui une solution de continuité entre la corniche d'alimentation, les éboulis actuels et la "rivière de pierres".

Plus sérieuse est l'explication qui consiste à voir dans ces accumulations de simples formations gélifluées à blocs et matrice fine comme celles qui ont été décrites sur le reste des versants, lesquelles formations auraient été fortement nettoyées de leur gangue pâteuse le long de couloirs où le ruissellement se serait exercé préférentiellement. Cependant, il semble bien que le ruissellement ne puisse nettoyer une accumulation hétérogène aussi épaisse d'une façon aussi parfaite. Certes, sur les versants voisins on assiste au lavage de quelques chenaux isolés aux dépens de formations à blocs, mais l'observation montre que très vite le phénomène se bloque, l'eau étant divisée en de multiples filets dont la compétence individuelle ne peut qu'être très réduite. De plus, un tel nettoyage conduit à la création d'une gouttière tandis que toutes les "rivières de pierres" décrites ici ont un profil en travers légèrement bombé et en saillie par rapport à l'environnement immédiat. S'il est vraisemblable que le lavage a joué un rôle, son action ne peut être que secondaire. Si le lavage était le facteur décisif, son efficacité se serait faite sentir sur les autres accumulations voisines décrites plus haut, or, ce n'est pas le cas.

Il faut donc envisager des hypothèses de mise en place plus complexes. La fabrication du matériel implique une puissante macrogélifraction affectant des corniches formées de roches très préparées à la macrogélidivision en raison des nombreuses fissures de retrait. Le transport des matériaux peut se concevoir selon plusieurs processus :

- glissement sur la matrice fine dont la présence s'explique par le stock d'altérite qui existe sur les basaltes ou par l'effet de la microgélifraction.

- glissement grâce à la neige qui s'immisce entre les blocs des éboulis d'autant plus facilement que les blocs anguleux et grossiers forment un matériel "poreux". Cette neige était sans doute abondante car toutes les formations s'inscrivent dans des secteurs que l'on peut

considérer encore aujourd'hui comme des pièges à neige marqués par la présence de congères. La neige, protégée par les blocs, se transforme en glace laquelle peut durer plusieurs années recouverte par d'autres blocs ou même par des apports latéraux de type gélifluidal. Sans doute, tout à l'amont, les petits amphithéâtres ont-ils pu être occasionnellement occupés par de petits névés, ce qui explique la solution de continuité mentionnée. Ainsi, les blocs détachés des corniches sont-ils progressivement incorporés dans une formation hétérogène à blocs, ciment de glace et sans doute quelques éléments fins. L'ensemble connaît une dynamique longitudinale, lente, mais beaucoup plus rapide que les simples recouvrements géliflués qui affectent les versants voisins. Cette dynamique longitudinale permet de comprendre l'aspect filiforme des "rivières de pierres", les bourrelets qui les accidentent et les fronts qui les terminent. Ce sont des formations que l'on peut rapprocher des véritables "glaciers rocheux" à ciment de glace interstitiel que nous avons déjà décrits, en particulier en Margeride. Tout comme dans cette dernière région, le seul argument contraire à cette interprétation est la faible épaisseur des formations, mais il faut bien voir que nous n'avons que des restes bien décrépits, sans doute différents de la formation originelle.

Outre les aspects signalés ci-dessus, seule une telle dynamique permet de comprendre que lorsque deux "rivières de pierres" issues de secteurs lithologiquement différents se rencontrent, elles se suivent, jointives, sans se mélanger, comme c'est le cas à Freycenet. De même à l'intérieur de la masse inorganisée des blocs, on peut noter des trainées où les blocs sont redressés à la verticale, reposant sur la tranche ; disposés selon la plus grande pente, ces trainées se rejoignent parfois pour former de gigantesques cellules géométriques. Ces figures ne peuvent en aucune façon être considérées comme des figurations ou des polygones périglaciaires classiques. Elles résultent du mouvement de l'ensemble du "glacier rocheux" et des processus de cisaillement provoqués par l'existence de secteurs plus chargés en glace avec des "chenaux" à écoulement plus rapide que d'autres. Ce type de progression avec cisaillement, classique dans un corps très chargé en glace (ou sur permafrost), renforce encore l'interprétation qui vient d'être proposée.

En admettant une telle hypothèse, on peut concevoir que les matériaux fins qui se sont mêlés à l'ensemble, originellement peu abondants, ont connu un début de nettoyage lors de la fonte de la glace contenue dans l'édifice. Le lavage syngénétique paraît beaucoup plus efficace que l'intervention d'un processus ultérieur pour les raisons évoquées précédemment.

C- Eléments pour une chronologie.

Après avoir décrit les formes et les formations d'origine froide en Velay oriental il convient de voir comment elles se sont mises en place et comment elles ont fonctionné les unes par rapport aux autres. Leur répartition géographique apparaît sur les figures 82 et 83. On peut reconstituer l'évolution de la manière suivante : glaciers couverts du versant oriental, glaciers rocheux du haut plateau, formations gélifluidales de versant et puissants remblaiements des amphithéâtres sommitaux se sont mis en place en même temps. Tous impliquent des conditions rigoureuses avec une gélifraction active, un enneigement important et une gélifluxion presque généralisée. Les nuances dans les dynamiques qui expliquent les aspects variés des formations trouvent leur origine dans la variété des topoclimats locaux.

Les glaciers couverts n'apparaissent qu'en position de suralimentation neigeuse, là où peuvent se créer de véritables langues glaciaires, mais ces langues, dominées par de grands versants rocheux sur lesquels la gélifraction est active sont recouvertes par d'abondants débris. L'excellence de la position à l'échelle régionale explique la limite extrêmement basse atteinte par la nappe de blocs (1020 m).

Au même moment, les plateaux ne disposent pas de quantité de neige suffisante pour permettre une transformation en glace. Ce n'est que dans les conditions structurales et stationnelles les plus favorables que l'on peut observer des "glaciers rocheux" : vallons et niches déjà bien creusés, ouverts aux vents dominants et surmontés de corniches et de pitons dégagés dans une roche particulièrement macrodiaclasée.



Fig. 82 : Formes et formations superficielles d'origine froide dans la région du Mont Mézenc.

1. limite des versants atlantique et méditerranéen. - 2. paléoglaciers rocheux. - 3. glaciers couverts. - 4. grands remblaiements "glacio-géofluïdaux". - 5. éboulis et tabliers de blocs. 6. formations géofluées à blocs. - 7. sol en banquette et sols striés actuels.

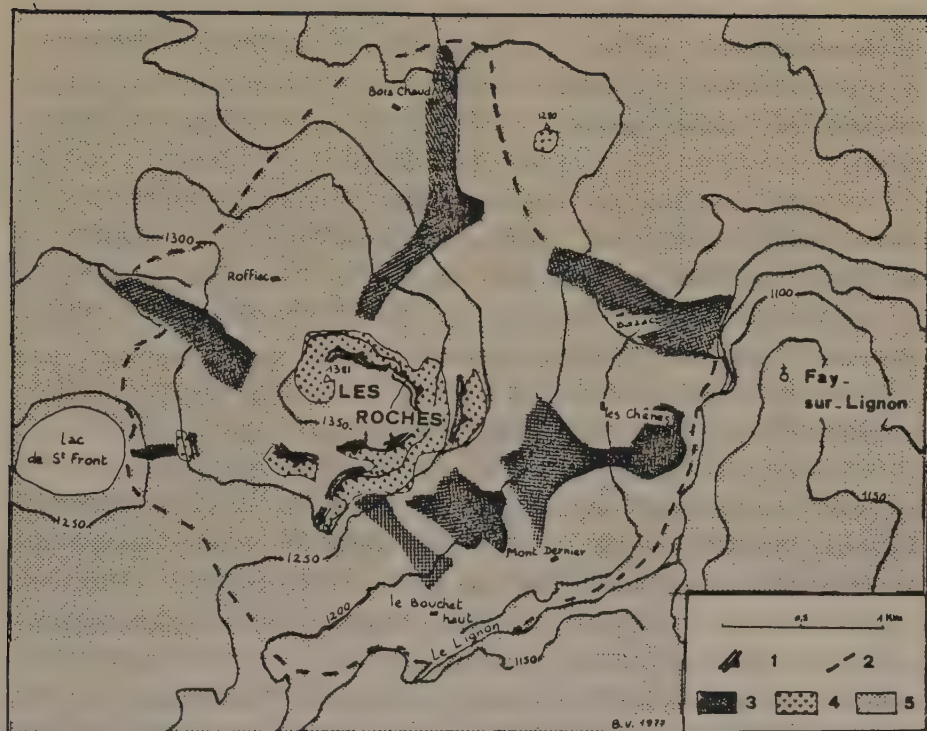


Fig. 83 : Formes et formations superficielles d'origine froide dans la région de Fay-sur-Lignon.

- 1. corniche. - 2. limite extrême atteinte par les blocs de phonolite venant du pointement des Roches.
- 3. paléoglaciers rocheux. - 4. tabliers de blocs et éboulis. - 5. formations gélifluées à blocs.

Dans les secteurs non susceptibles de recevoir autant de débris gélifracés mais encore riches en neige ou en névés comme les grandes têtes de vallons, l'abondance plus grande de matériaux fins et de l'eau conduit aux vastes remblaiements déjà notés. La mise en place s'est faite essentiellement par gélifluxion car aucune trace de ruissellement n'existe dans le matériel. Les altitudes atteintes à l'aval par ces deux phénomènes sont à peu près semblables (de 1100 m à 1300 m) ce qui montre bien qu'il s'agit d'une différenciation plus dépendante des conditions topographiques et lithologiques que des nuances climatiques.

Enfin, sur tous les autres versants où la neige formait un manteau encore moins épais, où l'abondance des fines était plus grande en raison de la présence de basaltes altérés, l'évolution se faisait par une gélifluxion généralisée à toutes les parties du versant. C'est cette gélifluxion qui permet de comprendre la couverture épaisse et continue, non triée, qui recouvre tous les versants jusqu'à des altitudes très basses, bien au-delà des hauts plateaux du Velay.

Lorsque fonctionnaient ainsi les versants, les pointements de phonolite connaissaient une gélifraction active qui devait nourrir de puissants éboulis étalés autour des pointements en fonction des différentes dynamiques que nous venons de décrire. Dans la mesure où les éboulis actuels sont apparemment coupés du reste des formations, il semble bien qu'un arrêt dans les dynamiques froides se soit produit entre le moment où tous les versants connaissaient les évolutions décrites précédemment et celui où seuls, les milieux les plus exposés ont continué à fonctionner. Dans ce dernier cas, les dynamiques froides, surtout marquées par la gélifraction, s'exercent seulement là où les conditions sont les plus favorables, c'est-à-dire sur les pitons de phonolite : milieux élevés à pentes fortes, à roche à nu très macro-diaclasée, et soumis à d'importantes variations climatiques (vent, gel). Les pointements phonolitiques du versant rhodanien connaissent au même moment la même gélifraction, la migration des blocs par gravité et leur étalement en immenses cônes d'éboulis favorisé par les pentes fortes et longues (l'Eysse coule à moins de 1000 m au pied du Suc de Sara : 1520 m). Partout ailleurs, les versants ne semblent plus évoluer selon des dynamiques froides : seuls quelques mouvements géli-

fluidaux se poursuivent encore, atténués, sur les versants les plus hauts. Pour l'essentiel, les matériaux précédemment étalés sont dès lors figés et ils sont simplement réentaillés par le ruissellement concentré surtout sur le versant rhodanien.

L'étude des formations héritées que nous venons de mener nous conduit à admettre l'existence, comme derniers épisodes froids, d'une période marquée par des conditions très rigoureuses, suivie d'une période aux conditions moins rudes. Il est logique de corrélater la première avec le Pléniglaciaire supérieur et la seconde avec le Tardiglaciaire. Qu'en est-il des épisodes antérieurs ? Ils sont bien difficiles à mettre en évidence. Il est vraisemblable que l'importance et la puissance de la gélifluxion ont fait disparaître toute trace de formations plus anciennes en les incorporant et en les mêlant aux nouvelles. Le mélange, dans une même coupe, de phonolites parfaitement saines et de phonolites ayant des cortex d'altération de diverses tailles prouve peut-être l'existence de ces épisodes anciens. Ces phonolites altérées sont toujours réparties au hasard dans les formations gélifluidées sans que l'on puisse noter la présence d'une couche basale composée des éléments les plus évolués. Seule, près des Chênes à Fay-sur-Lignon (Le Monastier : 747,5 ; 299,5 ; $z = 1200$ m), une coupe montre, à la base, vers 1,30 m de profondeur, "une couche" formée de matériaux beaucoup plus altérés : le matériel en vrac fait songer à une mise en place par gélifluxion ; les blocs de phonolite et de basalte sont très pourris, ces derniers surtout sont parfois réduits à l'état de fantômes. Toutefois, le très mauvais état de la coupe, sa faible profondeur, rendent toute interprétation très délicate.

À ces formations anciennes, il faut ajouter les arènes structurées par le gel (fauchées et litées) que l'on observe en périphérie de la région, là où affleure le granite, en particulier entre les Vastres et Chambon-sur-Lignon. Notons enfin, dans les vallées du versant rhodanien, l'existence de cônes de déjection de type fluvio-glaciaire ou fluvio-nival (Y.Veyret, 1978) : il en est ainsi à Praneuf sur la Saliouse et à Bois Peyral sur l'Eysse ; ces formations à matériel altéré, perchées à une dizaine de mètres par rapport à l'entaille actuelle, témoignent de l'ancienneté relative de la mise en place.

Des précisions concernant la chronologie peuvent être apportées

par l'étude de trois sites, mais, malheureusement, sans dépasser le stade d'une simple relativité.

Au Sud de Recharingues, au pied oriental du massif du Meygal, vers 1100 m d'altitude, sur un versant à pente douce (4 à 5°), une coupe montre la superposition suivante (fig. 84) :

- à la base, une formation (A) contient quelques blocs isolés dans une matrice fine abondante. La plus grande partie de cette matrice est d'origine basaltique et se trouve complètement altérée ; quelques fantômes de blocs sont encore visibles. Les blocs (moins de 10 % de l'ensemble), en général de petite taille, sont en phonolite ; tout en conservant une forme géométrique nette, ils sont complètement altérés, la patine blanche classique atteignant le coeur.

L'ensemble de la formation, tout en étant compact, se brise au couteau. On ne lit pas de belles figures de structuration.

- par-dessus, sur environ 1,50 m d'épaisseur, se trouve une formation (B) beaucoup plus riche en blocs. Pour l'essentiel, il s'agit de phonolite ; quelques basaltes sont présents mais ils ne dépassent pas 5 % de l'ensemble. Les plus gros blocs peuvent mesurer 30 x 20 cm, mais en moyenne, les constituants comptent 5 à 10 cm de longueur sur 2 cm d'épaisseur. Si les basaltes sont fortement altérés en "sonnenbrenner" qui atteignent le coeur des blocs, si de rares phonolites sont, elles aussi, complètement blanchies, tout le reste (90 %) présente une patine d'altération qui ne dépasse pas 2 à 3 mm.

Une structure lamellaire horizontale centimétrique se lit bien. Elle est recoupée par de nombreuses fentes verticales. L'ensemble est compact et l'on prélève difficilement un échantillon au couteau.

Vers -1m, -1,50m, de petites taches ocre marquent la redistribution du fer lors de périodes d'hydromorphie temporaire.

- une évolution pédologique de type sol brun affecte le sommet de la coupe sur 40 cm. A peine ancrés, quelques gros blocs de phonolite se présentent en surface sans patine d'altération véritable (moins de 1 mm), ce qui témoigne d'un détachement et d'une mise en place récente.

- le contact entre les deux horizons principaux n'est pas marqué par un ravinement visible macroscopiquement, mais il n'en demeure pas moins une grande opposition entre les deux, tant sur le plan pétrographique ou granulométrique que sur celui de la structure.

- la base de la coupe n'est pas visible et l'on n'a aucune idée de l'état du substratum qui, ici, est en principe basaltique.

La formation A correspond à une mise en place de type soligéolifluidal avec déplacement d'une couverture riche en fines issues de l'altération des basaltes et incorporant quelques plaquettes de phonolites. La faible quantité de phonolites transportées à ce moment témoigne en faveur d'une faible gélifraction à l'amont ou du fait que

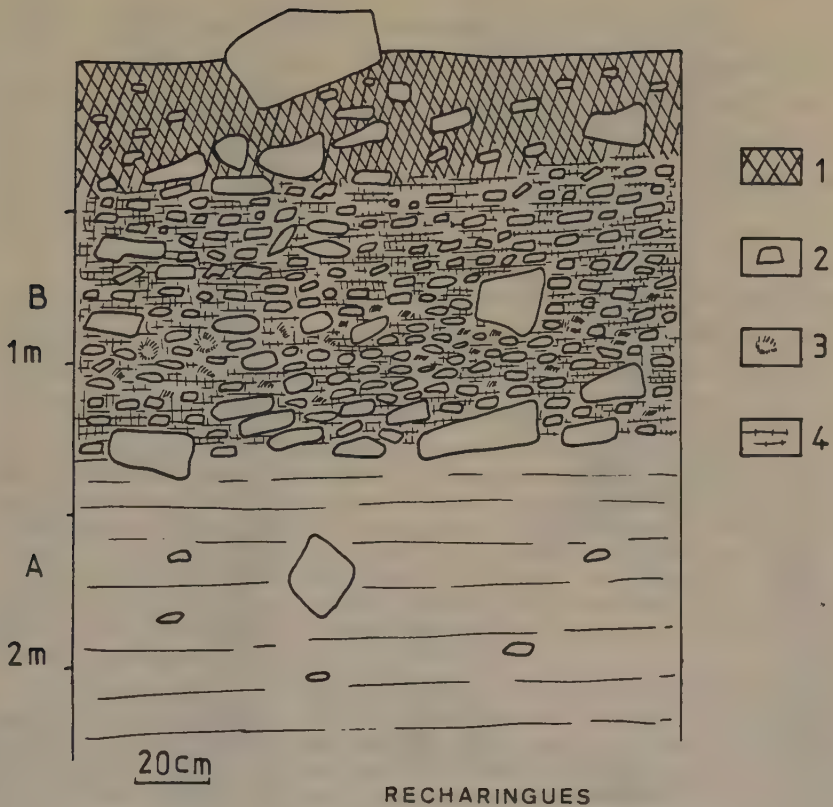


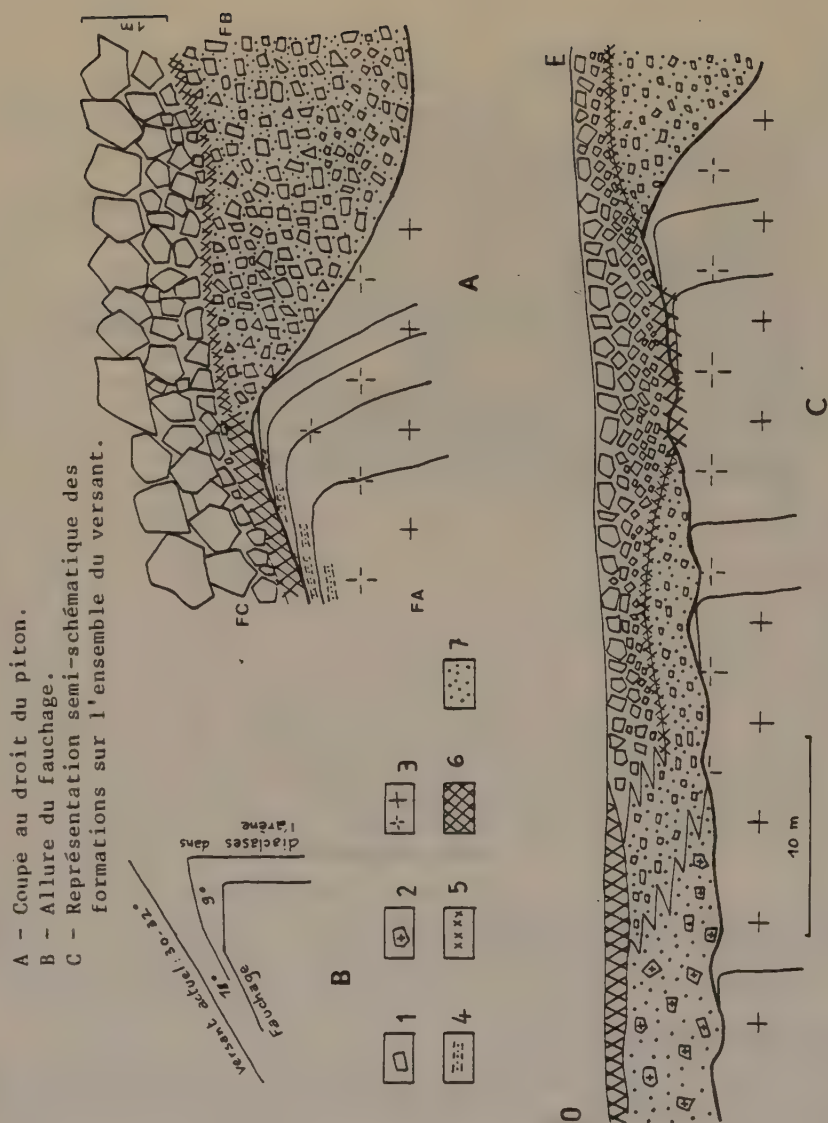
Fig. 84 : Coupe de Recharingues.

1. horizon humifère. - 2. blocs. - 3. taches ocre (fer).
4. structure lamellaire.

les extrusions phonolitiques sont encore peu dégagées de l'encaissant basaltique.

La formation B passe latéralement aux grandes "rivières de pierres". La coupe étudiée est d'ailleurs très proche d'une de ces rivières qui, partant du col entre les sommets du Meygal aboutit à Recharingues. Peu de fines, beaucoup de blocs, pas de traces de nettoyage ultérieur, autant de traits qui nous obligent à concevoir une mise en place avec beaucoup de glace dans le sol ; postérieurement, c'est encore le développement de glace de ségrégation dans le sol

Fig. 85 : Coupe dans les formations superficielles du Suc de Touron.



qui explique la structuration observée.

Faut-il voir dans la formation A une mise en place d'âge pléniglaciaire supérieur tandis que la formation B serait du Pléniglaciaire moyen ? La venue des gros blocs sains de surface correspondrait alors au Tardiglaciaire et serait contemporaine des grands éboulis situés autour des pitons de phonolite.

La coupe du Suc de Touron permet d'aboutir à des conclusions analogues. Ce piton phonolitique aux pentes fortes (voisines de 30 à 32°) est nappé d'un gigantesque tablier de blocs lequel repose sur plusieurs types de formations comme le montre la figure 85,A :

- à la base, on reconnaît une arène fauchée très classique (F.A.). Elle s'est développée aux dépens d'un granite leucocrate à grains fins, de type saccharoïde ; plusieurs filons d'amphibolite, fauchés eux aussi, accentuent le caractère "en bandes" de la formation. Le fauchage orienté vers le Sud est rapide (fig. 85,B) ; après une virgation à angle droit, la pente atteint rapidement 18° (après une course de moins de 1 m). A l'intérieur de l'arène, on peut distinguer une légère structuration : des niveaux sont légèrement enrichis en argile tandis que d'autres sont lavés.

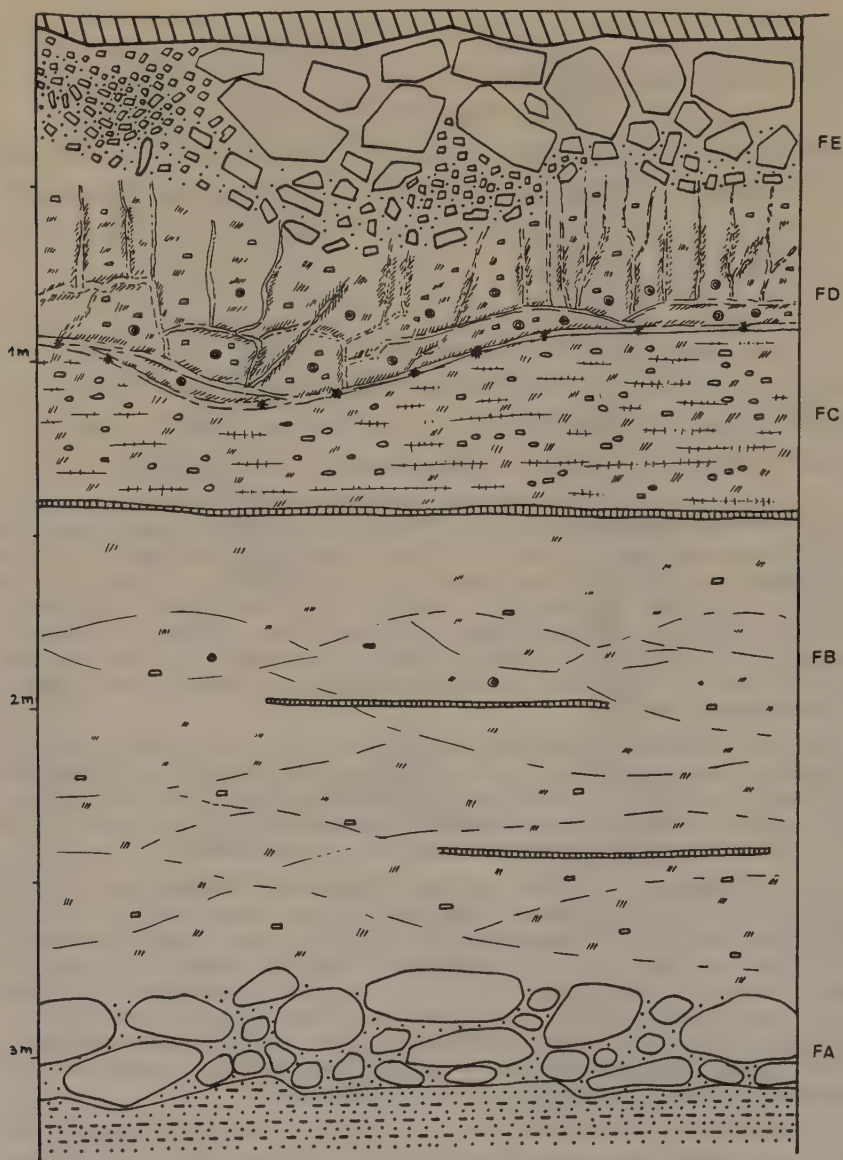
- par-dessus, une formation à blocs (F.B.) montre des blocs entièrement phonolitiques, de taille moyenne ou petite (20 à 30 cm pour les plus gros) emballés dans une abondante matrice fine. Ces blocs de phonolite présentent une patine d'altération de l'ordre de 2 à 3 mm. Cette formation ravine nettement la précédente.

- au sommet, un tablier de blocs épais de 1 m à 1,50 m recouvre le tout (F.C.) ; sa structure est parfaitement open-work ; il est formé de blocs grossiers, équarris, ayant parfois des dimensions supérieures à 50 - 60 cm, pouvant atteindre le mètre. Cette taille des blocs diminue avec la profondeur et l'on passe à des dimensions de l'ordre de 15 - 20 cm au centre de la formation, à des tailles voisines du poing pour la base. Cette formation recouvre tantôt les formations B, tantôt directement les arènes fauchées. Tous ses matériaux sont parfaitement sains, sans aucun cortex d'altération.

- entre les formations B et C, un horizon humifère existe ; il ne s'agit certainement pas d'un véritable paléosol mais plus simplement d'une descente de matière organique à travers les interstices laissés libres par les blocs supérieurs. Au contraire, là où la formation C repose directement sur les arènes fauchées, on est en présence d'un véritable sol, épais, de type ocre podzolique.

Latéralement, la disposition est complexe (fig. 85,C). Le tablier de blocs sommital repose tantôt sur l'arène fauchée, tantôt sur les formations hétérogènes à blocs. Vers l'Ouest, il disparaît et seule une formation à blocs, à laquelle il se mêle latéralement, repose sur les arènes fauchées, d'abord composée de phonolite puis uniquement de granite dès que l'on s'éloigne du piton phonolitique.

Fig. 86 : Coupe dans les formations superficielles de Fay-sur-Lignon.



- | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |

1. formation argilo-sableuse miocène. - 2. blocs.
 3. matrice sableuse. - 4. bandes à ciment ferromanganique. - 5. taches rouille diffuses d'accumulation ferrique. - 6. agrégat d'accumulation ferrique. - 7. réseau de fentes avec argiles décolorées. - 8. structuration lamellaire légère. - 9. macrorestes végétaux. 10. remblais.

Vers l'Est, ces formations à blocs sont constituées de phonolite et reposent tantôt sur le granite, tantôt sur des brèches volcaniques.

On peut retracer la chronologie (au moins relative) des épisodes :

- la première étape est la mise en place des arènes fauchées. On peut la considérer, en raison de ce que nous savons par ailleurs de ces formations, comme appartenant au Pléniglaciaire moyen. A ce moment là, l'extrusion du phonolite est mal dégagée ou n'est pas attaquée par le gel.
- la seconde étape consiste en la mise en place des grandes formations soli-gélifluidales. Le piton de phonolite, dès lors dégagé, connaît une gélifraction qui donne des blocs de petite taille ; les matériaux fins proviennent de l'arène, de l'altération des phonolites et, sans doute, de la microgélifraction . Cette étape peut être datée du Pléniglaciaire supérieur si l'on en fait l'équivalent des formations gélifluées de plateau.
- entre ces deux étapes, se sont déroulés des épisodes de ravinement et de pédogenèse (de type ocre podzolique). Ce sont des évolutions qui rappellent les dynamiques actuelles et on peut rapprocher les conditions climatiques de ce moment là avec celles d'aujourd'hui.
- la dernière étape, avec mise en place du grand tablier de blocs, peut être corrélée avec le Tardiglaciaire. Elle est précédée par un léger épisode de ravinement. La quantité de matériaux élaborés peut paraître trop grande pour un épisode comme le Tardiglaciaire, mais elle s'explique si l'on songe que toutes les conditions étaient favorables à une intense cryoclastie : roche préparée, pente forte et sans doute topoclimat avec beaucoup d'alternances gel-dégel.

La coupe de Fay-sur-Lignon permet de préciser l'évolution dans le fond des talwegs (fig. 86). Elle est située immédiatement à l'Ouest du village, à l'aval d'une digue artificielle, aujourd'hui en partie détruite par la grande crue de septembre 1980. En raison de la violence de la crue, la rive concave est vive sur plus de 150 m et permet de bonnes observations :

- à la base, on peut apercevoir le sommet du remplissage miocène de la cuvette de Fay : c'est une formation argilo-sableuse avec quelques fragments de basalte très altérés.

- au-dessus vient une accumulation de très gros blocs (parfois 50 cm de grand axe), aux angles bien arrondis (F.A.). Une légère matrice sableuse les entoure. Ils sont, pour l'essentiel, constitués de phonolite laquelle n'est pratiquement pas altérée (patine de l'ordre de 1 ou 2 mm). L'origine alluviale des matériaux ne fait pas de doute, seul le détachement des gros blocs pose un problème (épisode ancien de gélifraction ?).

- au-dessus, sur 2 m ou 2,50 m d'épaisseur, s'étend une formation fine de couleur marron clair (F.B.). Elle est constituée d'une matrice argilo-sableuse qui contient quelques blocs de petite taille : les plus gros atteignent 10 cm, mais en général, ce sont des esquilles de 2 ou 3 cm ou des granules encore plus petits ; on peut y reconnaître des phonolites (relativement saines) et des basaltes (très altérés) auxquels s'ajoutent quelques éléments de socle (quartz, feldspath, fragments de granite). Une esquisse de classement et de stratification est visible : on note l'alternance de bandes sableuses lavées et de bandes argileuses ; on devine parfois une disposition lenticulaire.

On peut conclure à une mise en place alluviale, avec une faible compétence, face à des apports colluviaux considérables lesquels n'ont été que mal remaniés et triés.

Des phénomènes d'hydromorphie ont affecté l'ensemble. Les taches rouille diffuses ou en petits agrégats témoignent d'une accumulation ferrique ; plusieurs bandes horizontales durcies à ciment ferromanganique rappellent les variations de niveaux de la nappe.

- l'horizon qui vient ensuite comporte un mélange de matériel roulé et de plaquettes aux angles vifs, de petite taille (1 à 2 cm) où se mélangent basaltes et phonolites (F.C.). Ces dernières dominent et sont peu altérées. En raison de l'aspect un peu lavé du matériel, on peut penser à du matériel colluvial remanié en bas de pente par les eaux courantes.

Des taches rouille d'accumulation ferrique sont diffuses dans l'ensemble de l'horizon auquel elles confèrent une couleur brun chocolat. Les matériaux sont bien compactés, ce qui donne une allure de béton durci, avec des cutanes d'argile cimentant les éléments.

- au-dessus encore, un horizon présente des matériaux d'une taille et d'une nature pétrographique identique au précédent (F.D.), mais l'altération y est beaucoup plus poussée : les basaltes sont pratiquement réduits à l'état de fantômes et les phonolites blanchies jusqu'au coeur des fragments rocheux. Ce sont essentiellement des plaquettes qui témoignent pour une origine colluviale. A sec, cet horizon à structure massive est très dur, mais il se disloque à l'eau. Une évolution pédogénétique de type pseudogley le marque : un réseau de fentes verticales ou obliques (écartées de 7 à 12 cm), complètement blanchies, tranche sur le fond ocre rouille où les accumulations ferriques sont tantôt sous forme d'agrégats pouvant atteindre 0,50 cm de diamètre, tantôt dispersées.

La base de cet horizon est très nette, marquée par une fente horizontale blanchie ondulante, parfois dédoublée. Il faut noter que toutes

les fentes verticales s'arrêtent brutalement à ce niveau.

Des macrorestes végétaux (racines) sont conservés tout au long de cette bande horizontale.

- enfin, au sommet, une nappe de gros blocs couronne l'ensemble (F.E.). Basaltes et phonolites y ont des dimensions qui atteignent souvent 30 cm, mais un granoclassement s'établit verticalement : gros blocs en haut, blocs plus petits vers le bas. Entre les blocs existe une matrice sableuse peu abondante. Parfois, quelques secteurs présentent des blocs plus petits, de quelques centimètres ou de l'ordre du centimètre ; ils prennent alors l'allure de poches de cryoturbation. La base de l'horizon ravine la formation précédente et l'on voit des blocs à plat ou redressés qui matérialisent le contact.

L'interprétation chronologique est délicate. Les formations A, B et C correspondent à des apports de versants profondément remaniés en fond de vallée par des écoulements longitudinaux. Le caractère alluvial diminue de la base vers le haut. L'ensemble a pu se mettre en place sur une période très longue qu'il est impossible de fixer. La formation F.C. est la seule à connaître, en plus des phénomènes d'hydromorphie, une structuration liée à la présence de glace dans le sol : aspect très durci, coiffes argileuses sur les blocs et les agrégats, et coiffes interagrégats, bande lavée sous les blocs, pores de dégazage. On peut penser qu'il y a eu là, la formation d'un horizon de type fragipan.

Les formations F.D. et F.E. sont à regrouper : elles ont connu une mise en place de type revêtement géliflué, et c'est seulement l'évolution ultérieure qui permet de les différencier en deux horizons. Le contact avec les formations inférieures se fait par une véritable surface de frottement, contact "mécanique" qui a guidé ensuite, non seulement la pédogenèse, mais encore le passage des racines qui l'ont longées sans jamais pénétrer plus profondément.

Une importante pédogenèse a suivi, créant un sol à pseudogley lessivé avec un horizon de type fragipan. On aurait ainsi deux fragipans superposés, séparés par une surface de ravinement. Si l'on corréle les grands revêtements géliflués aux "rivières de pierres" déjà décrites et dont deux exemplaires descendus des Roches sont tout proches, on peut dater la mise en place du Pléniglaciaire supérieur. Dans ce cas, le fragipan inférieur correspondrait au Pléniglaciaire moyen.

Postérieurement, la partie supérieure a connu un épisode avec

cryoturbations localisées là où les matériaux contenaient le plus de fines. Cet épisode pourrait être tardiglaciaire.

Le tableau VI présente la chronostratigraphie du Velay oriental lors de la Dernière Période froide.

Les remplissages les plus anciens n'apparaissent que sous la forme des remplissages colluviaux et alluviaux de la base de la coupe de Fay. Les colluvions mal remaniées peuvent être rattachées à un épisode récent de l'Avant Dernière Période froide.

Tout comme en Margeride et en Limousin, le Pléniglaciaire moyen se caractérise par un froid humide qui permet une solifluxion sur les basaltes et la gélomobilisation des arènes sur les granites ; si l'horizon inférieur de type fragipan de la coupe de Fay appartient bien à cet épisode, le froid est plus vif que dans les deux autres régions et sans doute y a-t-il un pergélisol discontinu en raison de la plus grande continentalité.

Le Pléniglaciaire supérieur est, quant à lui, un épisode à froid marqué mais où les conditions topoclimatiques jouent un rôle fondamental : pas d'englacement véritable sauf localement là où les conditions de suralimentation neigeuse et de conservation le permettent ; des conditions périglaciaires sévères avec une cryoclastie active et un pergélisol discontinu mis en évidence par la présence de sols à fragipan et de "rivières de pierres" à ciment de glace ; une gélifluxion presque généralisée. Les conditions structurales sont importantes dans la mesure où les formations s'organisent différemment selon que l'on est sur les plateaux basaltiques ou sur les pitons phonolitiques.

La période située entre les deux Pléniglaciaires a connu des épisodes de ravinement locaux et une pédogenèse marquée.

Au Tardiglaciaire, la cryoclastie est encore active chaque fois que les conditions structurales la favorisent ; ailleurs, cet épisode se caractérise par des phénomènes de gélifluxion et de cryoturbation.

Tous ces épisodes se valent assez bien les uns par rapport aux autres, mais nous n'avons aucun moyen de proposer une chronologie

TABLEAU VI : PROPOSITIONS POUR UNE CHRONOLOGIE RELATIVE EN VELAY

	HAUT PLATEAU VELLAVE	RECHARINQUES	FAY-SUR-LIGNON	SUC DE TOURON	RECONSTITUTION: CLIMATIQUE	CHRONOLOGIE selon Y. VETRET, 1978
TARDIGLACIAIRE	cônes d'éboulis	- solifluxion localisée - glissement de blocs	cryoturbations	éboulis flués	froid et sec (importance des topoclimats)	périglaciaire
INTERSTADE				ravinement	tempéré froid	
PLENIGLACIAIRE SUPERIEUR	- formations gélifiées à blocs - "rivières de pierres" - remplissages nivo-glaciaires	- solifluxion et gélifraction:	- solifluxion et gélifraction: - "rivières de pierres" - fragipan	- formations gélifiées à blocs - éboulis	froid et sec localement englacement pergélisol local	englacement localisé : glacier noir d'Entraygue
INTERSTADE				ravinement localisé		
PLENIGLACIAIRE MOYEN	- arènes gélomobilisées - soli-géliflu- xion sur basaltes	- solifluxion	- abondance des matériaux colluviaux - fragipan (?)	- arènes gélomobilisées	froid et humide	cônes fluvio- glaciaires ou fluvio-nivaux légèrement altérés
RISS (?)			colluvions anciennes			

absolue. Les seules corrélations possibles sont à faire avec les études des remplissages des abris sous-basaltiques réalisées par les Préhistoriens dans la haute vallée de l'Allier et le bassin voisin du Puy. E. Debard et F. Moser (1976, p. 89-90) ont enregistré, entre autres, deux épisodes récents :

- une phase froide et humide à la fin du Würm III, avec une datation absolue de $21\ 500 \pm 700$ BP.

- une phase froide et sans doute plus sèche attribuée selon les auteurs au Würm IV avec deux épisodes, l'un vers $18\ 550 \pm 550$ BP et l'autre vers $12\ 720 \pm 650$ BP.

La première phase peut être mise en rapport avec la fin de l'épisode que nous avons décrit comme Pléniglaciaire supérieur ; la seconde correspondrait à notre épisode tardiglaciaire encore marqué par une forte cryoclastie ; entre les deux, les Préhistoriens signalent un interstade marqué qui expliquerait le ravinement qui sépare nos formations.

CHAPITRE IV - HAUTE-ARDECHE - TANARGUE.

L'opposition fondamentale entre le versant ligérien et le versant rhodanien, déjà notée lors de la présentation de la région, doit être prise en compte pour toute étude des formes et formations d'origine froide. Au contraste topographique, se sont incontestablement ajoutés de grands contrastes climatiques.

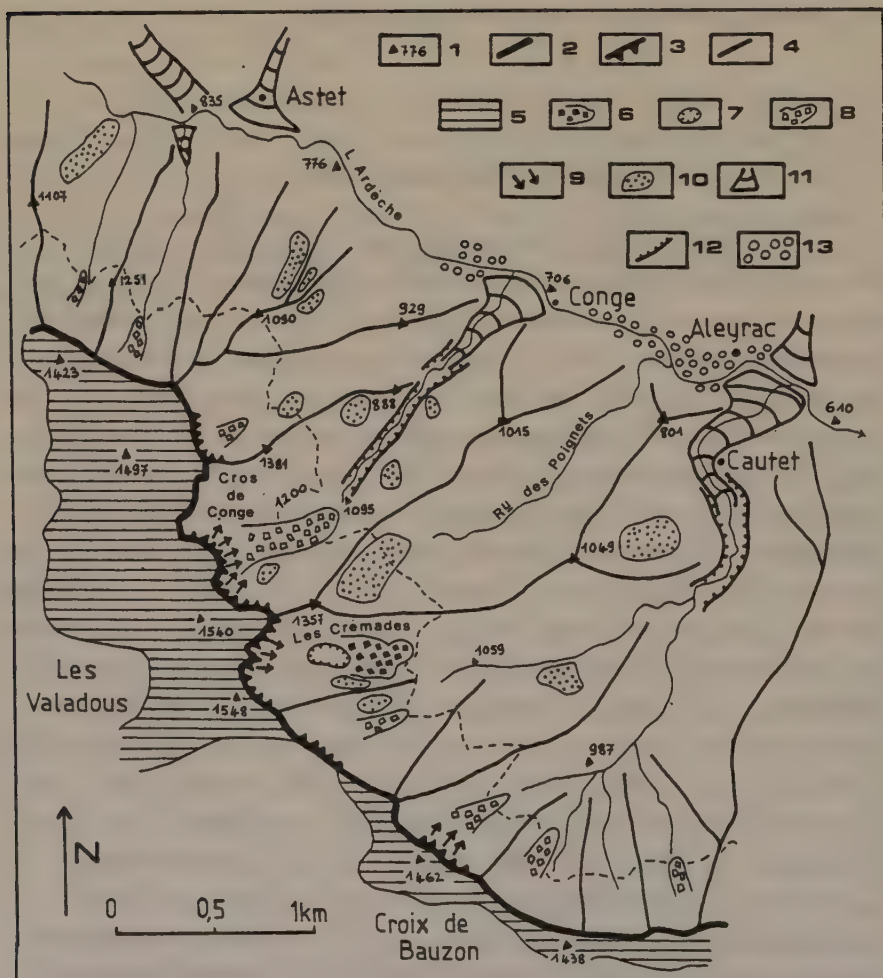
A- Des conditions d'englacement spécifiques.

La région n'a pas été véritablement englacée. Toutefois, les forts vents chasse-neige de Nord-Ouest qui balayaient le plateau ont permis de grosses accumulations de neige en bordure de la "corniche" sommitale (Y. Veyret, 1978). C'est au pied oriental du plateau des Valadous, le plus élevé (de 1400 à 1548 m) et le plus vaste, que l'on trouve les formes et les formations d'origine froide les plus typées (fig. 87). Sur le versant rive droite de l'Ardèche, le secteur amont du ruisseau qui se dirige vers Cautet a été réaménagé en un petit amphithéâtre prenant la forme d'un véritable cirque. Il porte le nom de cirque des Crémades. Ses versants redressés enserrant un creux de 600 m de large sur 300 m de profondeur au fond duquel on peut remarquer une accumulation de matériaux très hétérométriques parfois plurimétriques qui barre le cirque tout en pénétrant en coin dans le ravin qui conduit vers Cautet. Cette accumulation semble comme perchée au-dessus de la vallée, atteignant 1200 m à son extrémité aval. Elle se présente avec un front brutal surmonté de gros "blocs" dont l'un de plusieurs dizaines de mètres cubes. Une telle accumulation ne peut être interprétée que comme une moraine véritable. Le léger surcreusement qui existe en arrière, aujourd'hui simple dépression humide sans blocs, conforte encore l'idée d'une origine glaciaire. Ce cirque des Crémades est, à coup sûr, le résultat de l'action d'un petit glacier de cirque de "type vosgien".

Fig. 87 : Les formations superficielles d'origine froide sur le flanc oriental du plateau des Valadous.

1. point coté. - 2. brusque rupture de pente de la "corniche cévenole". - 3. secteurs de la "corniche" cévenole réaménagés par la neige ou la glace. - 4. axe des crêtes secondaires de type "serres". - 5. secteurs topographiques plans à forts vents chasse-neige. - 6. dépôts morainiques. - 7. ombilic glaciaire en cours de remblaiement. - 8. formation d'origine froide, en forme de langue, sans doute d'origine glaciaire. - 9. éboulis. - 10. tabliers de blocs. - 11. cône fluvio-glaciaire. - 12. témoin de cône ancien. - 13. accumulation longitudinale en arrière des cônes.

Seule la courbe de niveau 1200 a été représentée.



En dehors du cirque des Crémades, la bordure orientale du plateau des Valadous a été réaménagée en de nombreux petits amphithéâtres perchés au-dessus de la vallée de l'Ardèche. Ces amphithéâtres abritent tous d'épaisses accumulations en forme de langues convexes, bien détachées des versants latéraux et se terminant brutalement à l'aval par des fronts raides suspendus au-dessus des ravins qui descendent vers l'Ardèche. Les matériaux sont hétérogènes : des blocs de toute taille, décimétrique et métrique, tous d'origine locale (migmatites ou granites d'anatexie) sont emballés dans une matrice sablo-limoneuse abondante. La rupture de pente qui existe au contact des versants fournisseurs, l'abondance des blocs, la hauteur et la raideur du front (souvent de 20 à 30 m) ne plaident pas en faveur de simples glissements gélifluïdaux mais beaucoup plus pour une interprétation de type glaciers couverts.

Le critère pétrographique ne peut être employé pour distinguer formations de versant et formations glaciaires en raison de la grande homogénéité lithologique. Dans un seul cas, l'ouverture récente d'un chemin forestier nous a permis d'apporter une preuve au dossier : près de Loubaresse, le versant rive droite de la Baume, à l'Est du col 1142, contient des blocs de basalte dont la seule source possible est située dans le village même de Loubaresse. Ces blocs étant très à l'écart de la ligne de plus grande pente par rapport à l'affleurement, on ne peut en faire de simples formations de versant et l'on doit envisager un transport glaciaire pour expliquer leur localisation.

Les altitudes inférieures atteintes par les accumulations sont de l'ordre de 1100 - 1200 m. La figure 88, montre la localisation de ces formations : elles sont toutes en position de suralimentation neigeuse au pied du plateau des Valadous (Cros de Conge, têtes des ruisseaux d'Astet), du Tanargue (Bois de Boulou) ou des sommets de Loubaresse-Prateaubérat. Plus surprenante est la localisation de la formation du Cros de Boutazon en exposition franchement Sud-Est ; on la comprend mieux quand on observe qu'elle se trouve au pied oriental d'un immense plateau tout entier situé au-dessus de 1380 - 1400 m. Au fond des amphithéâtres bien marqués des sources du Lignon et de la Baume des formations identiques ont été reconnues, en particulier près de Chevalet (Lignon). Elles sont alors localisées à des altitudes



beaucoup plus basses, de l'ordre de 900 - 950 m. Lorsque les crêtes orientées Ouest-Est deviennent étroites, même à altitude égale, ce type de formation disparaît complètement. Une telle observation conforte l'idée d'une origine nivale et glaciaire. En plus des conditions climatiques et altitudinales, les conditions de topographie sont fondamentales. Tout comme en Velay oriental, la distribution géographique des paléoformations est étroitement dépendante de la topographie, en raison de conditions paléoclimatiques marginales vis-à-vis de l'englacement.

Le long des vallées principales, au débouché de chacun des ravins qui descendent de l'axe des "serres", on peut noter la présence d'immenses cônes torrentiels. Leur répartition apparaît sur la figure 88. Ils ont été décrits et interprétés par Y. Veyret (1978, p. 378-392). Ceux de la Souche et de la Croze dans la vallée du Lignon sont représentatifs des types de cônes en éventail à pente forte ; ceux de Conge ou de Saint-Martin de Valgorge appartiennent à la catégorie des cônes en trompette beaucoup plus longs et à pente faible. •

Fig. 88 : Localisation des principaux cônes torrentiels de la région du Tanargue-versant rhodanien : leurs relations avec la topographie et les autres formations d'origine froide.

Légende : 1 - Point coté. 2 - Brusque rupture de pente de la "corniche cévenole". 3 - Axe des "serres" étroits. 4 - Présence d'un col marqué. 5 - Topographie calme de plateaux avec possibilité de forts vents chasse-neige. 6 - Limite occidentale des secteurs définis en 5. 7 - Formation glaciaire. 8 - Ombilic glaciaire en cours de remblaiement. 9 - Formation d'origine froide, sans doute d'origine morainique (glacier couvert ?). 10 - Cône d'origine fluvio-glaciaire. 11 - Cône de type écoulement boueux. 12 - Témoins de cônes fluvio-glaciaires plus anciens. 13 - Témoin du vieux cône de Chastanet (troisième génération).

Signification des chiffres portés sur la carte :

1 - Plateau des Valadous	4 - Massif de Prateaubérat	7 - La Croze.
2 - Tanargue	5 - Cros de Boutazon	
3 - Serre de la Croix de Bauzon.	6 - Chastanet	

Le matériel qui les compose est toujours en vrac, très hétérométrique avec des blocs de toute taille, parfois plurimétriques et une abondante matrice sableuse sans trace aucune de tri. Les blocs sont généralement bien émousés et polis, avec parfois des marques d'arrachement, en véritables "coups de gouge" ; dans le cas des appareils les plus petits ou au pied des versants les moins élevés, les matériaux ont davantage l'allure de simples gélifracsts.

Y. Veyret interprète ces cônes comme des dépôts torrentiels de marge glaciaire. En effet, leur mise en place implique d'énormes quantités d'eau susceptibles de transporter des blocs plurimétriques. Les matériaux sont issus d'une importante altération et sans doute gélifraction si l'on tient compte de l'abondance des blocs. Ils ont dû être transportés jusque dans les bassins de réception des torrents de façon à être mobilisés ensuite lors de gigantesques crues. Ce transport sur les hauts versants, compte tenu qu'il a fallu parfois franchir de véritables barres rocheuses comme dans le cas du cône de Valgorge dont les matériaux viennent de la cuvette du Tanargue en passant par-dessus le "verrou" rocheux du Ron Chalède, implique obligatoirement une prise en charge de type glaciaire. La localisation des plus beaux cônes au pied des plus grands pièges à neige ajoute de la vraisemblance à cette hypothèse.

L'étude des vallées de la Bourges et de la Fontolière situées un peu plus au Nord, au pied d'interfluves moins élevées que les hauteurs du Tanargue permet à Y. Veyret de préciser les conditions de mise en place de certains cônes. Au pied de chaque entaille, on trouve des accumulations en forme de cône, mais dans ce cas, surtout pour les plus petits, le matériel est peu roulé, les fines sont abondantes et le dépôt évoque plus une mise en place par solifluxion ou gélifluxion que par de grands apports torrentiels. Les exemples les plus significatifs sont surtout à l'amont de la vallée de la Bourges, de part et d'autre de Péreyres. Ici, incontestablement, il n'y a jamais eu de manifestations glaciaires et la mise en place des dépôts s'est faite à partir des formations de versant qui ont été remaniées le long des chenaux sous forme de "laves boueuses" et étalées en pseudo-cônes. Le passage latéral entre les dépôts de pentes géliflués et le matériel torrentiel, avec imbrication des deux matériaux, est visible à l'amont de Péreyres, vers Chabron.

Ainsi, les grands cônes extrêmement nombreux qui encombrant les vallées, de la Bourges à la Baume, sont à rattacher à des épisodes froids. Selon les secteurs, en fonction de la topographie et de l'altitude, leur dynamique de mise en place fait appel à des écoulements liés à la simple fonte de la neige, ou au contraire nécessite la présence de glaciers pour expliquer à la fois les gros apports d'eau et le transport des blocs jusque dans le chenal des torrents.

La plupart de ces cônes aboutissent sur le plancher actuel des grandes vallées, ce qui témoigne en faveur de leur jeunesse ; ils sont simplement réentaillés par le drain principal.

Mais il existe des restes de cônes plus anciens dont les lambeaux sont perchés au-dessus du talweg (souvent une quinzaine de mètres comme à Chastenet-vallée de la Baume). En général, ces vieux cônes sont un peu plus vastes que les jeunes et leurs matériaux assez fortement altérés s'effritent au marteau. Si l'on en juge par la situation topographique et l'état des matériaux, complètement altérés, il existe une génération de cônes encore plus anciens dont un témoin serait conservé à Chastenet.

En arrière de ces gigantesques cônes qui ont parfois complètement bouché les vallées principales, les alluvions transportées longitudinalement se sont accumulées dans des sortes de lacs de barrage. Il en résulte des accumulations épaisses, disposées horizontalement et recoupées longitudinalement par la rivière actuelle. Les plus belles sont associées à des cônes qui débouchent face à face dans la vallée principale, c'est le cas à Bouix et à Alleyrac dans la vallée de l'Ardèche (fig. 87). Les accumulations longitudinales étant fonction du barrage des cônes, elles ont des épaisseurs variables, ce qui confère aux vallées principales un profil en long en escalier. Le décalage altitudinal entre deux paliers peut parfois être important : dans la vallée de l'Ardèche à Alleyrac, l'accumulation est à 700 m tandis qu'à peine à un kilomètre à l'aval, une autre accumulation du même type n'est qu'à 585 m (Y. Veyret, 1978).

Ces accumulations longitudinales, seuls éléments plans dans toute la région, en dépit de la présence de nombreux blocs, ont été remarquablement mises en valeur ; les terroirs qui leur sont associés portent le nom de "chambons" et le terme revient fréquemment dans la toponymie des lieux habités.

Au pied du plateau de la haute Ardèche les conditions d'englacement ont été spécifiques : glacier blanc exceptionnel dans les meilleures situations de suralimentation neigeuse, glaciers couverts dominants, cônes fluvio-nivaux ou fluvio-glaciaires témoignant de fortes chutes de neige et sans doute d'une couverture de glace.

B- Une distribution contrastée des formations superficielles périglaciaires dans les grandes vallées du versant rhodanien.

En dehors des formations que nous venons de décrire, les versants de la Cévenne vivaroise se caractérisent sur le plan des formations purement périglaciaires, par une dissymétrie remarquable : ceux qui sont à regard nord montrent une couverture pratiquement continue de formations à blocs de toute sorte, tandis que leur vis-à-vis, à regard sud, sont pratiquement nus.

Cette opposition, constante dans toutes les vallées orientées Ouest-Est, peut être étudiée à partir de la vallée de la Baume, de part et d'autre de Valgorge. En rive droite, sur le flanc nord du "serre" qui sépare Valgorge de Dompmnac, les pentes sont fortes, presque toujours de l'ordre de 45 à 55 %. Le versant régulier peut être assimilé à un grand plan, mais il est découpé par une série de petits ravins bien parallèles entre eux, relativement encaissés et dont les distances de talweg à talweg sont de l'ordre de 400 m. Les formations dominantes y sont des formations gélifluées à blocs assez classiques : un matériel anguleux d'origine locale, de toute taille, y compris métrique, est emballé dans une matrice sablo-limoneuse assez abondante. Ces dépôts forment une couverture pratiquement continue dont l'épaisseur est généralement de l'ordre du mètre.

De loin en loin, au contraire, de larges plaques se présentent comme de beaux tabliers de blocs sur lesquels aucune végétation supérieure n'a pu s'installer. La structure interne est open-work sauf à la base où les fines se mêlent aux matériaux grossiers. Les matériaux très grossiers en surface (supérieurs au mètre) deviennent plus petits

en profondeur mais des tailles grossières peuvent exister partout. Sur la pente, le tablier est légèrement en creux à l'amont et en faible saillie à l'aval. Le passage latéral entre les tabliers et les formations gélifluées à blocs se lit bien le long des nouveaux chemins forestiers qui recoupent l'ensemble du versant au-dessus de Valgorge. On se rend compte ainsi aisément de la façon dont le tablier de blocs dérive, en partie par nettoyage, de la formation à fines et blocs mélangés. La figure 89 montre la répartition de ces tabliers sur les versants des vallées de la Baume et du Lignon :

- il n'en existe pratiquement pas sur les versants à regard sud ;
- la partie la plus amont de la vallée, la plus proche du coeur du massif, là où les altitudes sont les plus élevées, n'en contient pas non plus ;
- l'essentiel est situé dans la partie médiane des vallées au pied des crêtes à regard nord, les tabliers pouvant se trouver à n'importe quel niveau du versant ;
- les altitudes les plus basses atteintes par ces accumulations se situent à environ 600 m ;
- les tabliers sont de plus en plus vastes au fur et à mesure que l'on s'éloigne du coeur du massif. Dans la vallée du Lignon, c'est au-dessus de la Souche qu'ils deviennent les plus abondants occupant parfois tout l'espace amont des petits bassins-versants secondaires ; puis on les voit disparaître brutalement dès que les lignes de crêtes principales s'abaissent en-dessous de 900 - 1000 m ; plus à l'Est, ce type de tabliers de blocs ne subsiste que dans des conditions exceptionnelles.

Une telle disposition dans l'espace oblige à conclure que ces tabliers de blocs ont été mis en place pendant que des conditions périglaciaires très favorables à la gélifraction régnaient dans la partie médiane des vallées tandis qu'au coeur des massifs les conditions devaient être encore plus rigoureuses et les différents bassins-versants occupés par les glaces. Une telle remarque corrobore l'hypothèse d'une interprétation glaciaire pour les dépôts les plus amont (fig. 88). Vers l'Est, avec l'abaissement des crêtes et l'élargissement des vallées, les conditions devenaient sans doute moins difficiles

et la gélifraction n'était plus l'agent dominant.

Il est vraisemblable que dans la partie médiane des vallées, l'héritage topographique pré-période froide favorise l'activité de la gélifraction : c'est en effet là que sont les pentes les plus fortes et la dissection la plus intense.

L'étude de détail (fig. 90) permet de préciser la localisation des tabliers de blocs à l'intérieur des petits bassins-versants affluents de la vallée principale :

- la majorité se trouve à l'Est des crêtes secondaires en position de suralimentation neigeuse : les tabliers sont alors légèrement déprimés et les raccords avec les formations à blocs bien visibles ; à la base, sous un mètre de blocs open-work, les matériaux fins sont abondants.

- quelques-uns se situent sur les facettes triangulaires qui séparent à l'aval deux bassins-versants secondaires. L'évolution est très proche du cas précédent : il y a toujours des possibilités de suralimentation nivale.

- d'autres se situent sur les portions de bassin-versant regardant vers l'Ouest. Ils sont, dans ce cas uniquement, liés aux chicots rocheux les plus importants ; ces chicots correspondent à des films ou à des secteurs où la roche saine mais diaclasée a surtout évolué mécaniquement sous l'action du gel. Là, une intense gélifraction a nourri plus qu'ailleurs les formations de versant qui sont alors proches des véritables éboulis. Les tabliers de blocs sont plus vastes, plus épais (peut-être parfois jusqu'à 10 m - vallée de l'Aigue-Bonne) et accidentés de grands bourrelets. Les raccords avec les formations à blocs latérales permettent de voir encore la trace d'un nettoyage, mais celle-ci est moins marquée que dans les cas précédents.

- enfin, il existe des tabliers de blocs qui moulent les crêtes comme cela se passe entre la Souche et le Mont-Aigu. Il y a eu dans ce cas une sorte d'ennoyage du versant sous les débris, et les chicots rocheux n'émergent qu'avec peine de l'ensemble des blocs ; parfois, ils ont été complètement détruits.

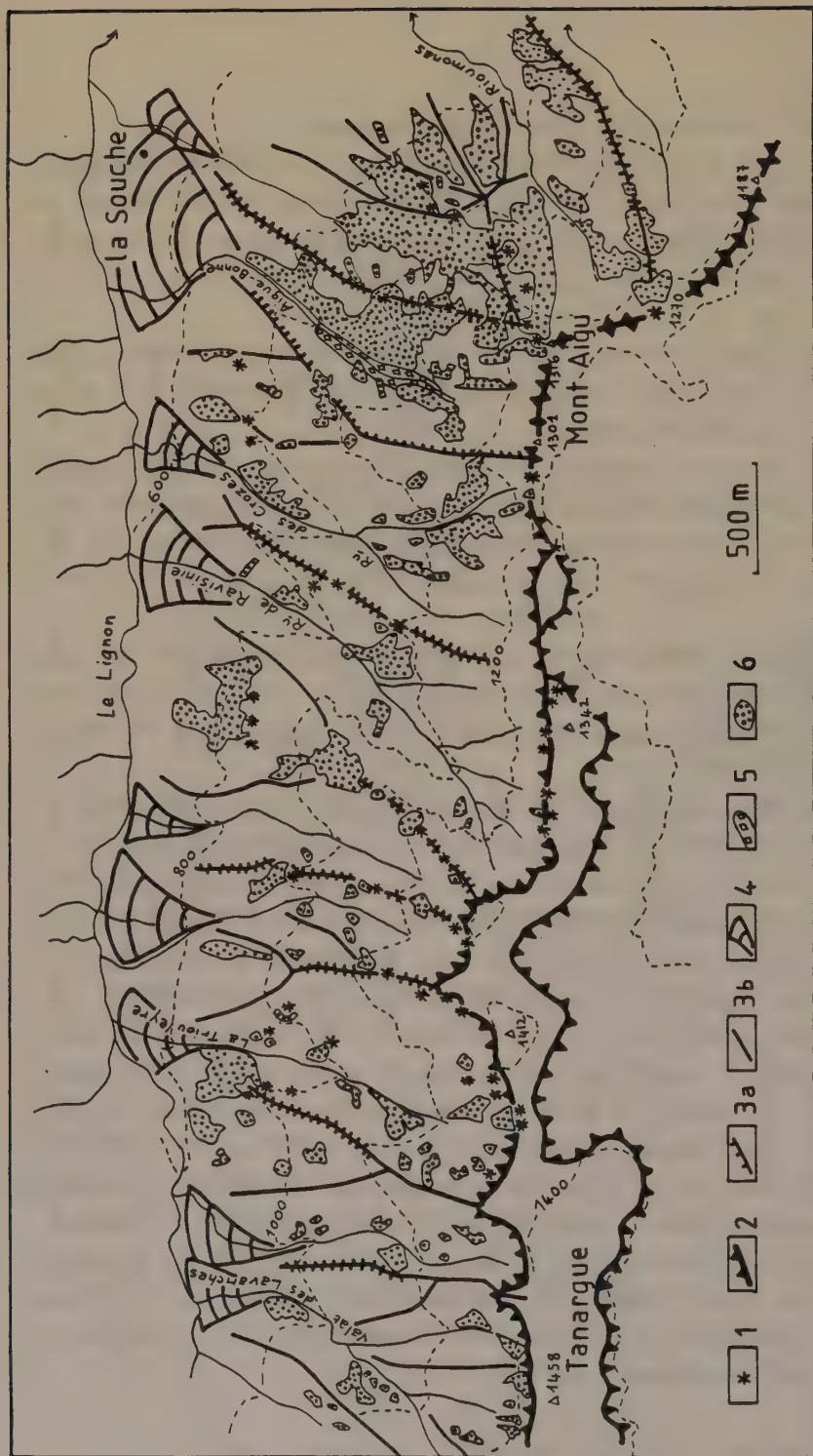


Fig. 90 : Cartographie de détail des tabliers de blocs et de leur environnement dans la vallée du Lignon, rive droite.

1. chicot rocheux. - 2. rupture de pente bien marquée. - 3. ligne d'interfluve entre deux vallées secondaires ; a : avec brusque changement de pente ; b : avec changement de pente faible. - 4. cône torrentiel d'origine fluvio-glaciaire. - 5. formation d'origine froide, sans doute morainique (glacier couvert). - 6. tabliers de blocs.

Ainsi, il semble bien que les tabliers de blocs, apparaissant au milieu des formations de versants gélifluées, correspondent à la fois aux secteurs les plus riches en blocs grossiers (en raison d'une excellente fourniture favorisée par la structure) et les mieux nettoyés postérieurement à l'étalement des blocs.

Les dynamiques qui mettent en place les formations gélifluées et les tabliers de blocs donnent des versants face au Nord bien régulés ; seuls échappent à cette régularisation quelques chicots rocheux que la gélifraction n'a pas eu le temps de réduire.

Les versants à regard sud, bien que les conditions structurales et les systèmes de pente soient identiques à ceux des versants à regard nord, sont eux, au contraire, de longs versants nus et irréguliers. Qu'elle en est la raison ?

Du rebord du Tanargue à la vallée de la Baume, les pentes sont presque toujours supérieures à 35 % et peuvent atteindre 50 %. La roche affleure à nu presque partout et de grands chicots rocheux accidentent les versants. Des blocs épars, plus ou moins mobiles, sont disséminés partout. Une question se pose : l'aspect râclé de ces versants est-il entièrement lié à un décapage lors des dernières périodes froides ? La réponse réside dans l'observation attentive du versant : on remarque en effet, localisés dans des angles morts vis-à-vis de l'érosion, de petits lambeaux de formations superficielles. Un bon exemple en est donné par une coupe située près du hameau du Couderc, à l'Ouest de Valgorge (Largentièrre : 739,3 ; 256,5). Sur le versant dont la pente est de l'ordre de 24-25° on observe un éboulis ordonné où des lits de 10 à 20 cm d'épaisseur, chargés en fines, alternent avec des bancs plus épais formés de cailloux anguleux et de sables lavés ; la partie inférieure du dépôt présente les caractères généraux des formations à blocs (Fig. 91). Cette formation, rythmée dans sa présentation, s'oppose aux formations du versant à regard nord totalement indifférenciées. Cela implique des conditions paléoclimatiques plus variées avec sans doute beaucoup plus de cycles gel/dégel, une libération d'eau plus abondante et des phénomènes de lavage sur un sous-sol encore gelé. Autant de phénomènes qui se comprennent bien sur un versant en exposition sud.

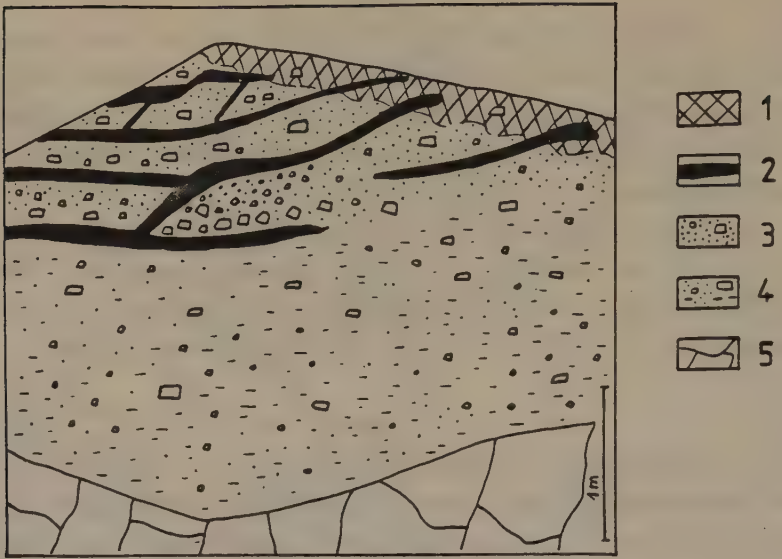


Fig. 91 : Dépôt de pente ordonné du Couderc (Valgorge).

1. sol. - 2. horizon enrichi en argile. - 3. petits blocs anguleux et sables légèrement lavés. - 4. formations à blocs hétérogènes. - 5. roche en place.

Cet éboulis ordonné n'est pas un exemple isolé sur ce versant Sud. Bien que les coupes soient peu nombreuses, on peut en retrouver quelques autres cas, épars, le plus souvent disposés sur des portions de versant à l'écart des grands ravins qui descendent du Tanargue. On les observe aussi sur le flanc sud du Serre de la Croix de Bauzon, en particulier près de Rieusset. Les rares dépôts visibles sur ce versant ne sont pas tous ordonnés ; plusieurs présentent l'aspect classique de formations à blocs à gros éléments hétérogènes. Dans ce cas, ils sont très proches de ce que l'on observe sur le versant face au Nord. Dans cette région aujourd'hui abandonnée par l'agriculture, ces lambeaux de formations superficielles correspondent aux secteurs les mieux végétalisés : châtaigniers, pelouses denses, et à ceux qui ont été autrefois mis en culture : terrasses abandonnées.

Au vu de la simple répartition de ces rares témoins, il est difficile d'imaginer quelle était l'importance de la couverture de formations superficielles du versant à la fin de la Dernière Période froide. Toutefois, on peut penser que sans couvrir la totalité du

terrain, elle était largement étendue : les bordures des lambeaux conservés sont toutes des formes d'érosion et témoignent en faveur d'une plus grande extension. L'importance du décapage récent sera montrée plus loin dans le cours de cette étude ; il est en grande partie lié aux phénomènes d'érosion agricole.

La distribution contrastée des formations superficielles d'origine périglaciaire entre les versants à regard nord et ceux à regard sud n'est pas originelle. De simples différences de "faciès" existaient lors de la mise en place. Les différences actuelles sont dues à l'évolution ultérieure.

C- Sur les hauts plateaux des phénomènes d'origine gélifluidale dominants.

1- Les formations gélifluées.

Sur les longs versants du domaine atlantique, les formations superficielles d'origine froide ont une dominante de nature gélifluidale ou soli-gélifluidale. Omniprésentes, elles concourent à un empâtement généralisé des versants. La dominante est une couverture de formations à blocs et à fines en tout point comparable à celles que l'on a pu noter en Montagne Limousine ou Margeridienne. On retrouve la même disposition, y compris dans la distribution sur les versants, des sommets aux remblaiements des vallons.

Il faut toutefois signaler deux nuances importantes :

- certaines têtes de vallons élargies en petits amphithéâtres en forme de van aux formes très douces, ont été puissamment remblayés (fig. 92). Les dépôts très épais ont été décrits dans la première partie du livre II comme étant d'origine glacio-gélifluidale. En haute Ardèche, ces formations prennent une grande ampleur dans deux secteurs : les têtes de vallons qui creusent le haut plateau de Lachamp-Raphaël - Bois de Cuze, dominant directement le versant méditerranéen et conduisant leurs eaux vers la Bourges ou la Bésorgues, et celles qui se disposent sur le flanc sud de la longue échine Cham Longe-Valadous.

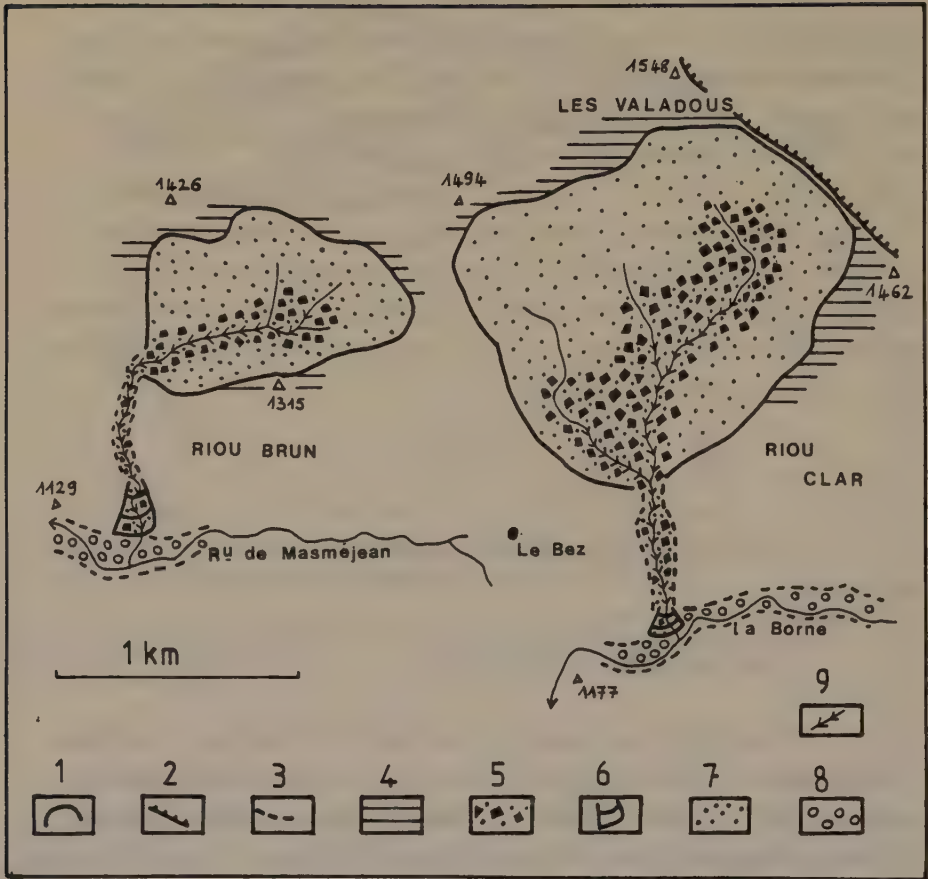


Fig. 92 : Les formations superficielles dans les bassins-versants du Riou Clar et du Riou Brun.

1. limite des têtes de vallons réaménagées en amphithéâtres aux formes douces. - 2. démarrage brutal du versant méditerranéen. - 3. brusque rupture de pente entre le fond de la vallée et les versants. 4. éléments topographiques sommitaux presque plans. - 5. grands remblaiements d'origine géolfluidale complexe. - 6. cônes de type "écoulement pâteux". - 7. formations à fines et à blocs géolflués peu épaisses (non représentées en dehors des têtes de vallons). - 8. alluvions des vallées principales (basse plaine). - 9. entailles postérieures aux grands remblaiements.

Nous avons déjà montré pourquoi ces amphithéâtres ne peuvent être assimilés à de simples niches de nivation (taille trop vaste) ou à de véritables cirques glaciaires (versants peu redressés, pas de moraines indiscutables). L'ampleur du remplissage et la présence de structures de poussée dans les matériaux montrent que les dynamiques de mise en place sont complexes : aux apports gélifluidaux de versants s'ajoute le rôle momentané d'accumulations de glace lesquelles pouvaient localement devenir mobiles sur quelques mètres ; la topographie d'impluvium, en permettant la concentration des eaux favorise à la fois le cheminement des matériaux sur les versants et les phénomènes de nettoyage à l'intérieur des formations.

- dans certaines vallées comme celle de la Forêt de Mazan, les versants possèdent des dépôts dont l'interprétation est encore plus difficile. Près de la Maison forestière de Mazan, une coupe récente montre sur 7 à 8 m de haut une formation hétérogène à blocs, différente des formations gélifluées que l'on trouve partout ailleurs : ici, pas de structuration par la glace, pas de coiffes mais au contraire un matériel fin, avec de multiples bandes lavées, plus ou moins reliées entre elles et disposées d'une façon désordonnée à l'intérieur de la coupe. L'aspect est celui d'une moraine de fond dispersée sur tout le versant. En l'absence d'arguments pétrographiques indispensables, il est difficile de conclure à l'existence d'un englacement du versant atlantique dans cette région et il est plus prudent de parler d'un faciès un peu particulier des formations gélifluées à blocs dans ce secteur.

Sous cette formation de la maison forestière de Mazan existe une formation plus altérée, plus ancienne, de type formation gélifluée à blocs plus classique.

Au col du Pendu, près du plateau des Valadous, on trouve sur 1,50 m d'épaisseur au maximum, une formation qui ressemble à celle de la Forêt de Mazan : les matériaux hétérométriques, allant des petits blocs aux limons, ont l'allure des formations gélifluées à blocs, mais la matrice est lavée et l'on ne note aucune trace decoiffes argilo-limoneuses sur les éléments lithiques. La genèse est ici aussi difficile à imaginer : elle nécessite de grandes quantités d'eau hypodermique. S'agit-il de la fonte de glaces couvertes, interstratifiées ?

Comme en Limousin ou Margeride, localement, les revêtements géliflués à blocs se raccordent latéralement avec de rares éboulis ou tabliers de blocs liés à la présence de chicots de migmatites massives ou de bordures de coulées basaltiques. Il est parfois possible d'observer une superposition de formations d'âge et d'origine divers. A la carrière située entre Lespéron et Lavilatte, (Langogne : 727 ; 272,5) en rive droite de l'Espezonnette, au pied d'une corniche basaltique, un éboulis formé de prismes de basalte (10 x 20 cm) recouvre un dépôt torrentiel constitué de matériaux alluviaux variés, à dominante de gneiss, de granite et de rares basaltes ; le sommet des alluvions domine d'une dizaine de mètres le lit actuel de la rivière ce qui conduit à vieillir un peu cette formation mais sans que l'on puisse lui assigner un âge précis.

Sur les hauts interfluves étroits qui s'avancent vers le versant rhodanien nous avons pu remarquer des formes qui nous ont paru d'abord énigmatiques. Ce sont des chaos de blocs de petite taille (1 à 2 m de haut, 8 à 10 m de large) qui ressemblent à des chicots démantelés où les blocs ont subi un déplacement latéral faible, de l'ordre de quelques dizaines de centimètres ; les blocs de taille pluridécimétrique ou métrique sont disposés pêle-mêle, avec de grands vides entre eux comme s'ils avaient subi un renversement ou un basculement. Ces formes sont situées sur des espaces plans sur lesquels les formations périglaciaires gélifluées sont peu abondantes (fig. 93).

Une simple macrogélifraction nous a semblé ne pas pouvoir expliquer ce genre de phénomène, ne serait-ce que par manque d'appel au vide. Nous avons alors songé à voir là des formes fossiles d'éjection périglaciaires dont J.C. Dionne (1981) a rappelé récemment l'existence dans le bouclier laurentidien. Les descriptions de l'auteur et les photos publiées correspondent en tout point à ce que l'on peut observer sur certaines hautes surfaces du Tanargue, la seule différence étant que sur notre terrain les formes sont plus affaissées en raison de l'ancienneté de leur mise en place. Tout comme dans l'exemple étudié par J.C. Dionne, les formes du Tanargue se trouvent sur des sites plans, balayés par le vent et où la couverture neigeuse a toujours dû être mince ; elles affectent des roches massives à fissures larges, peu couvertes de formations détritiques, l'alimentation en eau nécessaire au phénomène peut s'expliquer par la présence de secteurs arénisés.



Fig. 93 : Formes d'éjections périglaciaires sur les hauts sommets du Tanargue.

Noter la disposition en éventail de blocs.

Si nos hypothèses concernant l'origine de ces formes sont exactes, on peut tenir compte pour une reconstitution paléoclimatique, des observations faites par J.C. Dionne dans une région où le processus est actuel, et cela d'autant plus que cet auteur considère qu'il s'agit de formes qui persistent longtemps. Pour J.C. Dionne "les formes d'éjection au droit de surfaces rocheuses constituent une manifestation périglaciaire originale témoignant de l'existence d'un pergélisol, dans des régions où la température moyenne annuelle de l'air est inférieure à -4°C et où la couverture neigeuse est mince ou inexistante durant la majeure partie de la saison froide"... "Elles constituent donc un indicateur valable de l'existence de pergélisol". (J.C. Dionne, 1981, p. 123).

Sur le haut plateau du Tanargue, les formations héritées d'origine froide témoignent de conditions de mise en place très rudes (gélifluxion) avec localement l'existence d'un pergélisol attesté par des formes d'éjection de blocs.

D- L'apport des formations gélifluées à blocs à la paléoclimatologie et à la chronologie locales.

Essentiellement localisées sur les versants à regard nord des grandes vallées rhodaniennes, et omniprésentes sur le versant atlantique, les formations gélifluées à blocs peuvent être étudiées facilement grâce à l'existence de routes forestières récentes.

On peut remarquer l'étroite dépendance de leurs caractères granulométriques avec les variations, même faibles, de la lithologie. En rive droite de la Baume, de Loubaresse à Valgorge, le versant est composé, pour l'essentiel, de migmatites gneissiques dont la fracturation de détail varie énormément d'un endroit à l'autre ; des bandes de schistes ou de micaschistes et quelques filons de quartz compliquent encore la structure. La taille des gélifracts varie conformément au diaclasage de la roche située immédiatement à l'amont ; l'abondance des fines correspond aux secteurs où la roche est la plus fragilisée. Les changements de faciès n'impliquent donc pas de variations climatiques ; ils sont seulement tributaires des conditions structurales.

Les variations latérales dans l'aspect des formations à blocs sont aussi fonction de la topographie antérieure, elle-même liée aux variations lithologiques. Lorsque la roche est bien diaclasée et parfois altérée, on peut voir comment les formations à blocs sont venues colmater, sur des épaisseurs considérables (parfois plus de deux mètres), des paléoravins ; ailleurs, là où la roche possède un diaclasage large (métrique), le versant s'avance en proue, sous forme de chicots dépourvus de toute couverture de matériel géliflué à blocs.

Latéralement, ces formations à blocs peuvent passer à de véritables tabliers de blocs, voire à des éboulis flués. On peut noter aussi le raccord latéral entre les formations à blocs et les cônes torrentiels d'origine froide par exemple près du hameau du Couderc (vallée de la Baume) ou à l'amont de Pereyres (vallée de la Bourges). Il y a là le moyen de rattacher diverses formations à un même épisode.

Dans les grandes vallées en haut de versant, la structure des formations à blocs est souvent indifférenciée, mais à partir du tiers inférieur on peut généralement reconnaître deux types de structuration superposés :

- au sommet, sur une épaisseur de 1 m à 1,50 m, la formation est meuble, facilement pénétrable au couteau, sans structure lamellaire visible.

- à la base, sur une épaisseur identique, les formations sont durcies, difficiles à pénétrer au couteau ; on y reconnaît une bonne structure lamellaire ; les agrégats ou les blocs sont recouverts par une coiffe argilo-limoneuse épaisse (pouvant atteindre 4 - 5 mm au sommet, 1 mm sur les autres côtés) tandis que leur base montre, sur quelques centimètres, des matériaux sableux bien lavés.

- le passage entre les deux est difficile à saisir et le problème reste entier de savoir si l'on a affaire à deux formations séparées ou à la simple modification des caractères de la formation inférieure par migration de matériaux venant de la partie supérieure. C'est la deuxième hypothèse qui semble la plus vraisemblable.

Sur le haut plateau, des arènes gélomobilisées apparaissent localement sous les formations gélifluées à blocs comme près de la ferme de Cham Longe ou au droit du Cros de Boutazon.

Le problème de la datation des épisodes froids dans la région du Tanargue a été posé par Y. Veyret laquelle a tenu compte de l'imbrication des formations froides et de coulées volcaniques datées dans la région de Montpezat-Burzet. Rappelons que les travaux de E. Berger (1975) et E. Berger, R. Brousse et R.C. Maury (1975) ont montré l'existence de deux épisodes volcaniques dans cette région du Vivarais :

- l'un récent, contemporain de la Chaîne des Puys, légèrement postérieur à $11\,770 \pm 270$ BP (coulée du Soulhol, Coupe de Jaujac, Gravenne de Montpezat, Maar de la Vestide du Pal).

- l'autre, plus ancien, sans doute antérieur à 35 000 ans (coulée du Ray Pic qui s'étale sur 21 km dans la vallée de la Bourges, coulée de la Bésorgues venant du Pic de l'Etoile et celle de la Volane issue de la coupe d'Aizac).

Dans la vallée de la Bourges, on peut noter que les cônes fluvio-nivaux arrivent sur le dos de la coulée du Ray Pic, ce qui permet d'assurer la chronologie pour cet épisode. Il est vraisemblable que l'arrivée des cônes suit de peu la mise en place de la coulée car elle se produit sur un sommet de coulée encore intact, ainsi qu'en témoignent la forme

des cônes et des dépôts situés en arrière, or, on sait que le démantèlement d'une coulée de fond de vallée est toujours rapide... Y. Veyret démontre que les cônes voisins de la vallée de la Fontolière ou ceux de Montpezat appartiennent au même épisode climatique. Nous disposons donc là d'un bon jalon et nous pouvons établir la chronologie complète de la région telle qu'elle figure au tableau VII :

- Les grands cônes à matériaux frais arrivant sur le dos des coulées volcaniques ne peuvent être antérieurs à ces dernières. Ils ne peuvent non plus être trop récents dans la mesure où des épisodes glaciaires dont les formations sont localisées plus à l'amont leur ont succédé. Il faut donc rattacher ces grands cônes frais au Pléniglaciaire moyen. Depuis ils ont été en partie démantelés en même temps que les coulées volcaniques étaient attaquées. Notons que les cônes présentant les mêmes caractères dans les vallées de la Baume, du Lignon ou de l'Ardèche, en l'absence de coulée de fond de vallée, arrivent au niveau du talweg actuel sans qu'il y ait eu de creusement postérieur dans la vallée principale (seul le cône lui même a été en partie entaillé).

La mobilisation des énormes quantités de matériaux contenus dans les cônes implique de très abondants écoulements, au moins momentanés, provoqués par la fonte de glace, de neige, voire de fortes pluies. Comme ces cônes se raccordent latéralement à des formations de versant d'origine froide, on peut en déduire que la région connaissait à ce moment-là, des conditions rigoureuses, de type froid et humide.

Les arènes fauchées observées sur le plateau occidental, peuvent être corrélées avec ce premier épisode.

- lors du Pléniglaciaire supérieur, l'évolution des versants est plus complexe. En position de suralimentation neigeuse et en exposition froide, de tout petits glaciers de cirque ont laissé de véritables moraines (les Crémades) ou des moraines de glaciers couverts (Cros de Conge, Boutazon). Partout ailleurs les versants évoluent par gélifluxion mais avec des nuances selon l'orientation et la structure de détail : sur les versants tournés vers le Nord, la couche de formations à blocs est épaisse, prenant l'allure de tabliers de blocs ; sur les versants

face au Sud, les formations à blocs sont moins épaisses, sans doute déjà discontinues et elles présentent souvent une allure rythmée avec des horizons lavés et des horizons enrichis en fine témoignant d'alternances de gel/dégel fréquentes et d'une activité importante à la fois du ruissellement superficiel et de l'écoulement hypodermique.

Cet épisode est sans doute plus froid que le précédent : c'est à ce moment là que se développent les formes d'éjection, témoin d'un pergélisol.

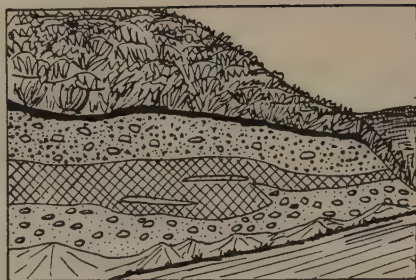
- le Tardiglaciaire se marque encore assez fortement dans la région : on note d'importants éboulis frangeant les versants des petits cirques, la poursuite de l'élaboration des tabliers de blocs et l'incrustation de petites niches de nivation. Le milieu est donc encore rigoureux.

- il est aussi possible de préciser les conditions paléoclimatiques des périodes plus anciennes. Deux générations de cônes anciens se distinguent sans que l'on ait le moyen de les caler chronologiquement. L'une se place-t-elle au début du Würm, et l'autre au Riss ou bien les deux doivent-elles être rangées dans le Riss ? Pour trancher, un argument d'ordre topographique peut être employé : à Chastenet, le cône moyen est perché d'environ + 10, + 12 m au dessus du lit actuel de la rivière, ce qui implique un creusement important de la vallée principale entre la mise en place de ce cône et l'arrivée du cône suivant qui, lui, atteint le fond du talweg. Un tel creusement nécessite un temps assez long, et dans ce cas il conviendrait de placer les deux épisodes de cônes anciens dans le Riss. Comme il a fallu une période assez longue entre les deux constructions de cônes, de façon à ce que se reconstituent, sur les versants, les stocks de matériel que les eaux ont pris en charge ultérieurement, on ajoute un argument important qui oblige à vieillir les cônes anciens. En étudiant l'ensemble des vallées orientales du Tanargue, il nous a paru possible de rejeter les cônes anciens de type Valgorge ou Chastenet dans la dernière partie du Riss. La terrasse de l'Ardèche étudiée par Y. Veyret (1978) à l'aval d'Aubenas, à Chabanier (Aubenas : 766 ; 257) peut être rattachée au même épisode rissien : elle domine la rivière d'une vingtaine de mètres ; elle contient peu de basaltes et donc elle est antérieure aux grands épanchements récents ; elle est relativement altérée

Fig. 94 : Coupe de Huédour - vallée de Masméjean.



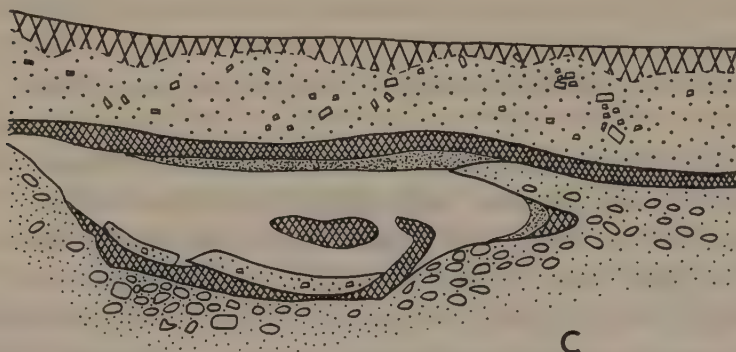
A



B

La coupe dans son environnement morphologique (entaille au premier plan ; niche de nivation ; à gauche, chenal d'évacuation des matériaux de la niche).

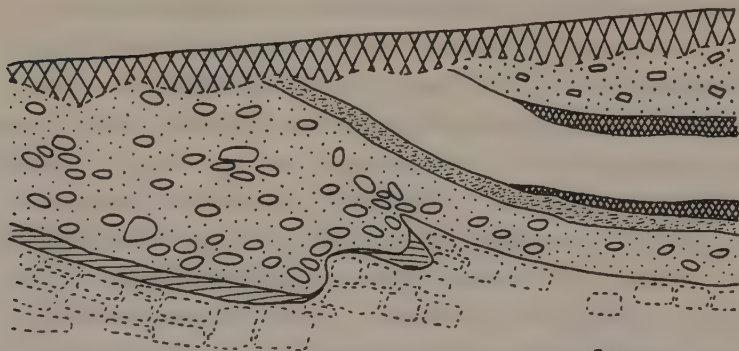
Vue d'ensemble sur la coupe.



C

2 m

Détail de la coupe au centre de l'interfluve.



D

2 m

Détail de la coupe en bordure du vallon qui limite l'interfluve.

1. horizon humifère. - 2. formation gélifluée à blocs. - 3. alluvions. 4. matériaux métamorphiques sub-en place altérés. - 5. horizon brun foncé dans le paléosol. - 6. horizon gris clair dans le paléosol. - 7. coeur du paléosol (brun chocolat). - 8. limon de crue (brun). - 9. horizon brun foncé sous les alluvions.

(seuls les granites leucocrates sont sains) ; enfin, elle est couronnée par deux épisodes de groizes, séparés par une formation fine rougeâtre, à pédogénèse peu évoluée.

Ainsi pour la région du Tanargue, pourrait-on chaque fois qu'Y. Veyret a hésité entre Würm ancien et Riss, admettre un âge rissien ?

Les versants du secteur atlantique du Tanargue viennent compléter la chronologie. Les grands remplissages du type Riou Clar, bien reliés aux formations gélifluées à blocs des versants environnants, ne peuvent être que rattachés au Pléniglaciaire supérieur ; la bordure des amphithéâtres ayant seule été retouchée par la nivation au Tardiglaciaire.

Beaucoup plus riche en enseignements est une coupe située à 1 km à l'aval de Huédour dans la vallée du ruisseau de Masméjean (Langogne : 725,5 ; 262 ; altitude : 990 m) : elle montre sur une quarantaine de mètres de long, un dépôt alluvial recouvert par un paléosol, lui même intégré dans les formations gélifluées de surface (figure 94.).

L'entaille affecte une terrasse qui, située en rive droite du ruisseau de Masméjean, domine de 8 à 10 m la basse plaine. Deux vallons, affluents de la vallée principale, accentuent encore par leur creusement le caractère perché du dépôt alluvial. En arrière, le versant est entaillé par une belle niche de nivation qui redresse le versant. Les matériaux de la terrasse, d'une épaisseur irrégulière (de 50 cm à plus d'un mètre), sont en général de petite taille et seuls les plus gros atteignent 15 à 25 cm de grand axe ; ils intègrent toutes les variétés pétrographiques du bassin-versant. Un paléosol développé au sommet de la terrasse est aujourd'hui incorporé et laminé dans les formations gélifluées qui constituent la partie supérieure du dépôt (fig. 94 B).

La fig. 94 C. montre la partie la plus épaisse et la plus complexe du paléosol. On remarque une alternance de bandes étirées : la plus importante, au sommet, se présente comme un horizon brun foncé presque noir de 25 à 30 cm d'épaisseur, continu sur toute la longueur de la coupe ; il est très humifère et contient de petits charbons de

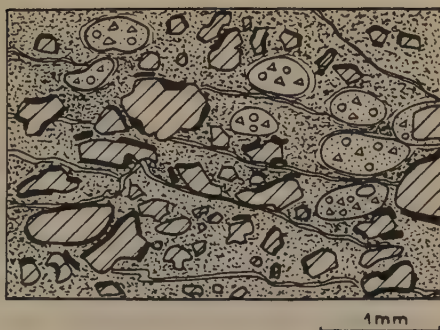
bois. On retrouve cet horizon en grosses taches diffuses au coeur du paléosol et à la base de ce dernier sous forme d'une lame qui pénètre parfois en coin dans l'élément sus-jacent. Sous ce premier horizon, et comme accolé à lui on remarque un mince horizon gris, beaucoup plus clair, lessivé. Le coeur du paléosol présente un aspect hétérogène mais avec une couleur brun chocolat dominant et des éléments des formations gélifluées de surface peuvent s'y retrouver incorporés. Les modalités de la déformation de l'ancien sol sont visibles partout : tantôt simples laminations étroites, tantôt épais bourrelets pénétrant en coin dans les matériaux de la terrasse. Par-dessus, la formation gélifluée à blocs ne contient que des matériaux locaux, anguleux et frais.

Sous les alluvions apparaît une formation colluviale, à composants uniquement locaux, très altérés.

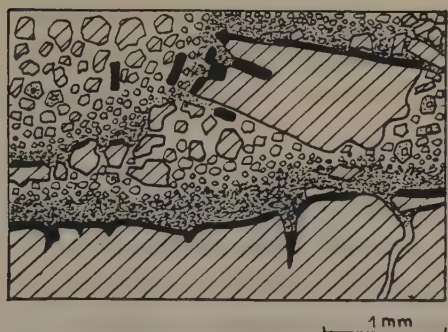
Outre les caractères macroscopiques, qui sont incontestablement ceux d'un sol géliflué ou soliflué, l'étude microscopique de lames minces a permis de préciser les conditions de mise en place. Une première lame (fig. 95 A), réalisée au coeur du paléosol au-dessus de l'élément de formation gélifluée incorporé montre la présence de coiffes sur tous les agrégats et sur tous les côtés de ces agrégats ; seule la coiffe de surface est un peu plus épaisse. L'aspect d'ensemble est celui d'une "bouillie" où tous les éléments lithiques se trouvent mêlés avec un remplissage limoneux désordonné. Tous ces éléments font penser à une mise en place par gélifluxion, avec localement un écoulement de type "coulée boueuse". Cette hypothèse est corroborée par une deuxième lame mince réalisée dans l'horizon gris du sommet du paléosol (fig. 95 B) : là, l'aspect "coulée boueuse" est encore plus net, les coiffes sont plus ou moins cassées et décollées des grains et forment un mélange extrêmement hétérogène avec les divers agrégats en position hétéroclite au milieu d'un important remplissage limoneux. On peut imaginer une mise en place d'ensemble sous la forme d'une grande loupe de gélifluxion, très étirée, à dynamique rapide, crevant en surface avec création d'une petite "coulée boueuse". Postérieurement à cette dynamique et après stabilisation du versant une structure lamellaire témoin d'un simple gel-dégel profond recoupe l'ensemble : elle est bien visible sur la fig. 95 B.



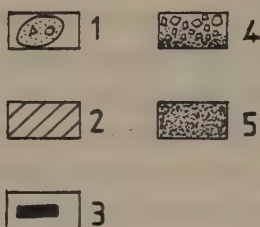
A



B



C



Huédour

Fig. 95 : Micromorphologie des formations déplacées de Huédour.

A - dans le coeur du paléosol.

B - au sommet du paléosol.

C - sous les alluvions.

1. agrégat formé d'une matrice limoneuse avec sables fins. -
2. éléments lithiques. - 3. coiffe argilo-limoneuse. - 4. squele-
tane grano-classé. - 5. remplissage limoneux désordonné.

La formation gélifluée de surface est tout à fait classique en étude macromorphologique et micromorphologique : de nombreux agrégats arrondis et des coiffes sur tous les côtés des éléments lithiques témoignent d'un mouvement avec rotation des particules : l'importance de la taille des coiffes argilo-limoneuses sur le sommet de ces particules prouvent là aussi l'importance du gel-dégel, une fois la stabilisation du versant acquise. La mise en place fut de type gélifluidal mais sans que l'on passe à un écoulement boueux. La dynamique est donc très légèrement différente de celle qui a provoqué la déformation du paléosol. Une telle différence plaide-t-elle en faveur de deux épisodes nettement séparés dans le temps ou bien s'agit-il d'un simple décalage chronologique, très léger, à l'intérieur d'un même épisode froid? Il est difficile de répondre.

La chronologie peut être complétée à partir d'observations faites en bordure d'un des vallons qui découpe la terrasse. Sous les alluvions, qui sont là tranchées par la surface topographique, le matériel métamorphique sous-jacent se présente sous les aspects de colluvions altérées. La figure 95 D montre la présence de coiffes argilo-limoneuses au sommet des éléments lithiques, avec un beau granoclassement, ce qui indique une mise en place en période froide de type gel-dégel avec un léger frost-creep. Comme cette structure ne peut pas se créer à une telle profondeur, on est obligé de la considérer comme ayant été fabriquée avant la venue des alluvions.

On peut dès lors tenter une chronologie relative. Etant donné l'épaisseur et le degré d'évolution du paléosol aux caractères podzologiques marqués, on est en droit de le rattacher à une longue période tempérée. Aucun élément de datation précis n'a pu être dégagé : pas de pollens en nombre suffisant pour établir un spectre et les rares charbons de bois recueillis dans le paléosol l'on été en quantité si infime qu'il n'a pas été possible d'obtenir une datation absolue. Cependant il faut tenir compte que ce paléosol s'est développé sur une formation alluviale qui est aujourd'hui fortement perchée (+ 8, + 10 m) ce qui oblige à la vieillir et à la rattacher à l'épisode des grands cônes altérés de Valgorge - Genêts d'Or et de Chastenet qui sont eux aussi perchés au-dessus de la vallée actuelle (12-15 m).

TABLEAU VII : PROPOSITIONS POUR UNE CHRONOLOGIE RELATIVE AU TANARGUE

UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET DYNAMIQUES				CONDITIONS CLIMATIQUES
VERSANT RHODANIEN		VERSANT LIGERIEN		
Versant face au Nord	Versant face au Sud	cas général	vallée de Masméjean	
- éboulis - nettoyage des tabliers de blocs - niches de nivation	- ruissellement (décapage des versants)	- nivation	- nivation	conditions encore rigoureuses (milieu supraforestier)
- glaciers de cirque (Crémades) - glaciers couverts - gélifluxion - formes d'éjection (?)	- gélifluxion - dépôts ordonnés	- gélifluxion - remblaiement glacio-gélifluxion - daux	- gélifluxion	très froid
- grands cônes frais		- arènes gélomobilisées	- gélifluxion	froid et humide
- creusement des talwegs - néotectonique dans le bassin de Jauljac			- paléosol	tempéré
- grands cônes altérés (+12 ; +15m)			- alluvions (+8 ; +10 m)	froid et humide
- lambeaux de très vieux cônes			- colluvions structurées par le froid	froid et humide

Il nous paraît donc logique de rattacher la terrasse à l'Avant Dernière Période froide et de voir dans le paléosol le témoin d'une longue période de pédogenèse éémienne. Antérieurement aux alluvions, un épisode de colluvionnement suivi d'un gel-dégel profond est à reporter assez loin dans le Riss.

La Dernière Période froide aurait vu fonctionner un ou deux épisodes de gélifluxion. On peut en effet concevoir deux canevas possibles :

- soit un seul épisode de gélifluxion qu'il faut raccorder au Pléniglaciaire supérieur, époque où tous les versants voisins connaissent ce type de dynamique ; dans ce cas nous ignorons ce qui s'est passé au Pléniglaciaire moyen.

- soit deux épisodes de gélifluxion : d'abord un épisode affectant le sol, ici particulièrement riche en eau, élément favorable à un mouvement plus rapide et plus complet que celui des arènes fauchées qui se seraient mises en place, à ce moment là sur les versants voisins ; puis, les formations gélifluées à blocs nourries uniquement par les apports du versant voisin sont venues compléter la série. Au Tardiglaciaire, le versant stabilisé ne connaît plus qu'une évolution de type gel-dégel profond mais la présence d'une vaste niche de nivation active montre la persistance de conditions rigoureuses, de type étage supra-forestier.

Au Tanargue, l'étude des héritages d'origine froide débouche pour la Dernière Période froide sur une chronostratigraphie très proche de celle du haut Velay oriental ou du Sud de la Margeride. On peut simplement noter que les marqueurs d'un froid intense y sont plus évidents. Le Tanargue présente aussi l'intérêt supplémentaire d'aborder, outre l'Eémien, les stades de l'Avant Dernière Période froide.

CHAPITRE V : LE MONT LOZERE ET LE MASSIF VOISIN DU GOULET.

Avec le Mont Lozère, deux paramètres nouveaux interviennent pour différencier ce massif des deux exemples étudiés précédemment : d'une part l'altitude élevée et, d'autre part la latitude plus méridionale.

A- Les observations antérieures.

Pendant longtemps, les seuls témoins glaciaires reconnus au Mont Lozère ont été les traces d'une ancienne langue logée dans la vallée de Costeillades sur le flanc est, au pied de la corniche de l'Aigle et de la Crête de la Tête de Boeuf (Cl.Rousset, 1976). Depuis les travaux récents de Y.Veyret (1978), un englacement beaucoup plus important du massif est apparu vraisemblable. L'existence d'une calotte glaciaire émettant de courtes langues dans les vallées est prouvée non seulement par les dépôts de Costeillades, mais aussi par ceux de Saint-Etienne du Valdonnez et de Vareilles situés au Nord-Ouest, dans la dépression périphérique établie au contact entre les Causses et le massif ancien. Là, près des deux villages, on voit d'importantes accumulations de blocs hétérométriques de granite (atteignant parfois 2 m de grand axe) qui n'ont pu venir que de la région des sommets et ont transité par-dessus l'enveloppe des terrains métamorphiques (fig. 96). Comme le montre Y.Veyret (p. 350 - 360), il est difficile de voir dans ces importantes accumulations de blocs de granite séparés de leur aire d'origine, de simples accumulations fluviatiles. La taille des blocs implique une compétence énorme et seuls des écoulements boueux ou de type torrentiel, pourraient assurer un tel transport. On conçoit mal comment de telles dynamiques auraient pu faire franchir aux énormes masses de granite la cloison de micaschistes entaillés par des gorges étroites. Force est d'envisager un englacement assez vaste, sous forme d'un recouvrement pratiquement complet des plateaux du Mont Lozère.



Fig. 96 : Localisation des formations d'origine glaciaire dans la dépression périphérique de Lanuéjols - Saint-Etienne du Valdonnez.

1. bordure des Causses. - 2. terrains métamorphiques. - 3. granites. 4. alvêoles. - 5. rupture de pente brutale. - 6. dépôts morainiques à gros blocs de granite. - 7. dépôts fluvi-glaciaires. - 8. vallée en gorges étroites.

La localisation des dépôts d'origine froide est faite d'après Y.Veyret (1978, p. 351).

A cette démonstration, Y.Veyret ajoute l'argumentation des dépôts torrentiels de milieu froid établie à partir des grands cônes de déjection du flanc Nord-Ouest. Ces grandes constructions torrentielles ne correspondent pas à de simples cônes torrentiels classiques, mais elles sont probablement liées à des phénomènes de marge glaciaire comme ceux qui ont été décrits dans les vallées du Tanargue.

Si l'on replace le Mont Lozère dans le cadre des massifs du Sud-Est, l'hypothèse de l'englacement est confortée : ce haut bastion aurait-il pu rester non englacé tandis que le Tanargue, beaucoup plus petit et moins élevé, a porté des glaciers de cirques ? Il est logique de répondre non. Peut-on, au moins, faire l'économie d'une calotte ? Certainement pas. Il est vrai qu'il est difficile, sur les sommets, d'en prouver l'existence par des formes glaciaires bien élaborées, mais l'absence de ces formes ne doit pas nous surprendre en raison de la faible dynamique d'un englacement de ce type. De même, il n'existe aucun marqueur pétrographique sûr en raison de l'interpénétration des granites entre eux et des limites confuses granite /micaschiste . Pourtant, comment comprendre les limites extrêmement basses (900 - 950 m) atteintes par la langue de Costeillades si l'on ne fait pas appel à un englacement généralisé ? L'hypothèse d'une calotte n'est pas illogique, d'autant qu'elle est confortée par les arguments présentés plus haut.

Nous avons repris cette étude des formations froides du Mont Lozère en la complétant et en nous attachant surtout à décrire les épisodes périglaciaires.

B- Nouvelles observations de terrain.

1- Sur le versant nord.

Dans la vallée de Serviès, on peut observer les formations suivantes (fig. 97). Au pied du village, sous un chicot de micaschistes massifs, un dépôt de type groize, très légèrement lité, formé essentiel-

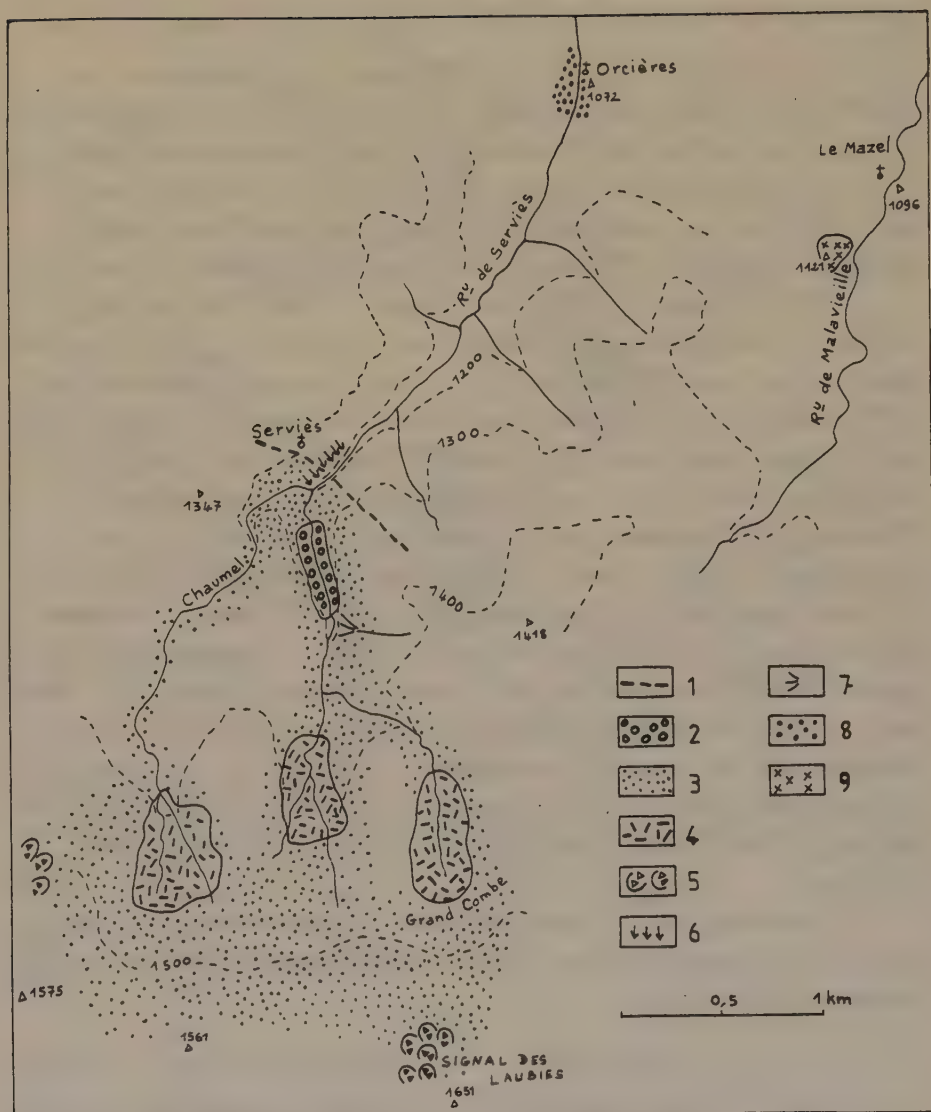


Fig. 97 : Répartition des formations d'origine froide dans la vallée de Servières.

1. limite entre le granite au Sud et les schistes au Nord. - 2. moraine. - 3. formation gélifluée épaisse. 4. remblaiements des têtes de vallons. 5. tabliers de blocs à bourrelets. - 6. groizes grossières et blocs éboulés. - 7. cône alluvial. - 8. formation alluviale d'Orcières. - 9. vieilles formations alluviales du Mazel.

lement d'éléments de micaschiste de petite taille (centimétrique), visible sur 2,50 m d'épaisseur, est surmonté en surface par d'énormes blocs métriques ; ces blocs sont étroitement localisés sous le chicot de micaschiste tandis que les formations de type groize sont visibles en de nombreux endroits, à l'aval de Serviès. En remontant vers l'amont le ruisseau de Prat Meije, on passe latéralement, en quelques dizaines de mètres, d'abord à des formations de versant de type revêtements géliflués à blocs (formés surtout de blocs de granite orienté de taille décimétrique), puis à un dépôt très épais (8 m de haut visibles), très hétérométrique (avec des blocs centimétriques et quelques blocs métriques, beaucoup de fines), sans aucune trace de tri ou d'organisation, légèrement hétérogènes dans leur composition (dominante du granite des Signaux, mais présence de quelques blocs de granite porphyroïde). Etant donné sa localisation, son épaisseur, sa position en bouchon dans la vallée, l'allure et la nature du matériel, et la mauvaise liaison avec les versants voisins, une telle formation ne peut pas être interprétée comme un simple dépôt de pente géliflué, il est nécessaire d'en faire un dépôt d'origine glaciaire. Ce dépôt se localise dans tout le fond de la vallée, entre les courbes de niveaux 1240 et 1300 m.

Plus à l'amont encore, pendant au moins 500 m, en suivant la vallée, on ne relève guère de formations superficielles si ce ne sont les classiques revêtements de versants peu épais et deux petits cônes étalés aux débouchés de deux ravins de rive droite. A partir de l'altitude 1370 m, un épais remblaiement occupe tout le vaste amphithéâtre mal marqué qui s'étend en tête de vallée au lieu-dit La Grand Combe ; les matériaux, très hétérométriques et bien fournis en éléments fins, visibles sur 4 à 5 m au moins, correspondent à une sorte d'épaississement des formations de pente en raison de la topographie ; certes, la liaison avec les versants voisins, fournisseurs des matériaux, est évidente, mais il faut admettre qu'une dynamique longitudinale est venue relayer la simple descente de ces matériaux dans la mesure où il existe une rupture de pente assez marquée entre le remplissage du fond et les bords de l'amphithéâtre. Un tel remplissage existe de l'autre côté de l'interfluve du Fau des Armes, dans la dépression occupée par les sources du ruisseau Le Chaumel.

Pour être complète, cette étude des formations froides du

bassin-versant de Serviès doit mentionner, tout à l'aval, les restes, épars autour d'Orcières, d'un cône de déjection sans doute d'origine froide et, tout à l'amont, au pied du Signal des Laubies, parmi d'immenses versants recouverts de minces formations hétérométriques, de vastes tabliers de blocs.

Le fonctionnement d'un tel bassin-versant lors de la dernière période froide peut se comprendre de la façon suivante :

- le cône d'Orcières témoigne d'un épisode froid ancien ; de grandes quantités de neige ou de glace existent alors sur le Mont Lozère, et des fontes brutales et répétées alimentent des écoulements qui construisent d'énormes cônes de déjection au pied du massif montagneux, là où un brutal changement dans la pente intervient, comme cela se produit dans le petit bassin d'Orcières. Cet épisode peut être rattaché aux cônes décrits par Y.Veyret dans le Nord-Ouest sur le Bramont, le Lançon, la Nize et le Bramefon. Nous avons, pour notre part, relevé les matériaux d'un cône qui nous paraît plus ancien, au point coté 1121 près du Mazel, dans le bassin-versant situé plus à l'Est : les matériaux sont altérés, les restes du cône sont perchés à + 20 m au-dessus du ruisseau de Malavieille. Il pourrait s'agir des rares restes d'un épisode plus ancien. De tels dépôts ont été signalés dans le Nord-Ouest (bassin du Valdonnez) par Y.Veyret.

- les dépôts morainiques du Ravin de Prat Meije près de Serviès représentent l'épisode d'englacement complet du Mont Lozère. Il faut les mettre en relation avec les dépôts décrits par Y.Veyret à Vareilles et à Saint-Etienne du Valdonnez ; on peut ajouter d'autres observations identiques faites en trois points : vers les Sagnes (entre les points cotés 1224 et 1236), à l'amont de Cubières entre 1046 et 1076 et vers 1000 m au Sud du Bouschet. Ainsi, on peut retracer la limite des glaces sur le flanc nord ; cette limite semble irrégulière dans ses altitudes ce qui peut s'expliquer soit par des différences importantes d'alimentation locale, soit par un mauvais relevé des dépôts en raison de la couverture végétale dense des vallées de Serviès et des Sagnes. Notons toutefois que les altitudes les plus basses sont face aux sommets les plus élevés et à la partie la plus large du massif.

Un tel englacement est corroboré par quelques erratiques de

de granite observés sur certains replats taillés en micaschiste , à plusieurs centaines de mètres au Nord des affleurements de roche granitique ; les blocs, épars, ont généralement une taille décimétrique ; ils se localisent au-delà du point 1456, vers Terre de Broussous, entre les points cotés 1492 et 1389 au-dessus du Bois de Cubières et sur l'interfluve 1445 m entre le ruisseau du Grand Jas et le Blachos. Seuls sont pris en compte les blocs qui, par leur position topographique, ne peuvent pas avoir été mis en place par simple glissement sur le versant. Un tel critère pétrographique pourrait être le critère le plus sûr en faveur de l'englacement, malheureusement, les difficultés d'observations et les imprécisions concernant les contacts pétrographiques font qu'une cartographie sûre est toujours délicate à préciser. Toutefois, dans les cas signalés ci-dessus, il ne peut guère y avoir de doute.

- les grands remplissages des amphithéâtres sommitaux du type Grand Combe correspondent à une phase froide périglaciaire. L'essentiel des versants évolue alors dans un milieu où la faiblesse de la végétation et l'importance du froid, coupé de brèves périodes de dégel, permettent la mise en place des revêtements généralisés à blocs et matrice fine. Dans les grands creux situés au pied de l'interfluve principal, la neige s'accumule, se transforme parfois en névé et, lors des périodes de fonte, l'importance des eaux qui imbibent lentement les sols fait que les phénomènes de glissements sur les pentes y prennent une grande ampleur : les simples revêtements s'épaississent sur plusieurs mètres et acquièrent une composante longitudinale liée à la plasticité de l'ensemble. Ces remplissages, qui ne peuvent être mis en rapport avec des glaciers véritables, trouvent leur origine dans l'abondance des eaux d'imbibition liées à la fonte de la neige, des névés et de la glace de ségrégation saisonnière contenue dans un sol gelé. On peut les comparer à ceux que nous avons décrits au Tanargue (Riou Clar) sous le terme d'amphithéâtres à remblaiements glacio-géoluidaux, mais ils sont ici plus mal venus.

Parfois, un peu en aval de ces accumulations, ou décalées latéralement sur les bordures, existent de petites formations légèrement arquées, faites d'un matériel hétérogène contenant beaucoup de gros blocs ; on les trouve vers 1400 m sur le ruisseau de Combe Sourde, le

ravin du Grand Jas et le Blachos. Il s'agit peut-être d'un épisode glaciaire plus ancien que les remplissages périglaciaires, mais beaucoup plus interne que celui du Maximum.

- enfin, le dernier épisode d'origine froide se manifeste sur les sommets. Dans certaines orientations, là où tiennent les congères de neige les plus épaisses et les plus tardives, les revêtements généralisés à blocs ont été nettoyés et se présentent sous forme de vastes tabliers de blocs. Sur les "plas" sommitaux dégarnis de neige pendant une grande partie de l'hiver, les phénomènes de cryoturbation ont été actifs et l'on peut noter des ébauches de cercles de pierres assez mal venus. Les blocs des cloisons ne sont plus redressés, le tri du coeur des figures est mal assuré ; ce sont des caractères qui plaident en faveur d'un héritage paléoclimatique et non pour une dynamique actuelle.

2- Sur le versant sud, à l'amont de Salarial.

Sur le flanc sud, la dégradation récente des versants est telle qu'il est difficile de se faire une idée complète de l'extension des formations d'origine froide.

Depuis quelques années, des formations de type glaciers rocheux ont été signalées (B.Valadas et Y.Veyret, 1975). Dans les entailles au-dessus de Salarial et de l'Hôpital, d'énormes accumulations de blocs occupent toute la partie amont du talweg sur plusieurs centaines de mètres (500 m pour le ruisseau des Planches, 800 m pour le ruisseau des Pouzets). Elles ont une topographie en langues plus ou moins accidentées par des bourrelets transversaux, ruptures de pentes très nettes, et elles se terminent par des talus extrêmement raides pouvant atteindre 15 m de hauteur et une pente supérieure à 30° ; elles sont faites de blocs de granite de toute taille (souvent métrique), d'origine locale, présentant une structure "open-work" ; elles ont un profil en travers nettement convexe et se présentent comme bien décollées par rapport aux versants, surtout à l'aval, ce qui témoigne en faveur d'une dynamique longitudinale ; à l'amont, elles se relient aux versants par une série de grandes guirlandes de blocs montrant par là comment se sont effectués les apports de matériaux, résultat du démantèlement des tors, par glissements successifs depuis le haut du

versant.

Comme cela a déjà été montré, il s'agit de formations de type "glacier rocheux" développées dans une ambiance périglaciaire. Ce sont des "ice-cemented rock glaciers" au sens de Cl. Wahraftig et de A.Cox (1959), de J.W.Blagbrough et S.E.Farkas (1968) et de N.Potter Jr. (1969-1972) : le liant qui permet l'écoulement est une glace interstitielle développée comme un ciment entre les blocs et dans la matrice fine. Cette glace trouve son origine dans le gel de l'eau du sol, dans la pénétration de la neige entre les blocs et dans l'existence de congères ou de névés plus ou moins recouverts en été par des matériaux soliflués venant du versant. Pour cela, il est nécessaire d'avoir un matériel favorable. Les granites qui sont capables de donner à la fois des fines en abondance et de gros blocs conviennent particulièrement ; l'entassement des blocs crée de nombreux vides dans lesquels la neige peut pénétrer facilement et geler ; les fines assurent le transit des matériaux grossiers sur le versant et leur présence au fond du talweg favorise le mouvement de l'ensemble des matériaux.

A l'aval de ces formations, s'étendent sur 100 à 200 m, des accumulations longitudinales à gros blocs et abondante matrice sableuse, en formes de grandes banquettes faisant un angle marqué avec le versant voisin (fig. 98). Leur position et leur forme en font un dépôt morainique dans lequel seraient venus se loger les glaciers rocheux témoins d'un épisode plus récent. Ainsi, dans les vallées de flanc sud les moins marquées, et en l'absence de vastes cirques, on peut tout de même trouver les traces de deux épisodes froids, la suralimentation neigeuse se faisant par des cols bien ouverts. Les moraines véritables atteignent 1350 -1400 m et le front des glaciers rocheux 1450 m.

Vers l'Est, les amphithéâtres où se logent les têtes de sources de la Mère l'Aigue et du Tarn sont beaucoup plus vastes et bénéficient d'une très bonne alimentation en neige. On peut y remarquer de vastes accumulations, sans doute morainiques, à allure de gros bouchons faits de matériel en vrac, barrant plus ou moins la vallée et créant des secteurs légèrement en creux et marécageux à l'amont. Ces formations se situent vers 1500 m ; étant donné cette altitude élevée, il est vraisemblable que d'autres accumulations existent plus

à l'aval, mais elles sont difficiles à observer compte tenu de l'em-
pâtement généralisé.

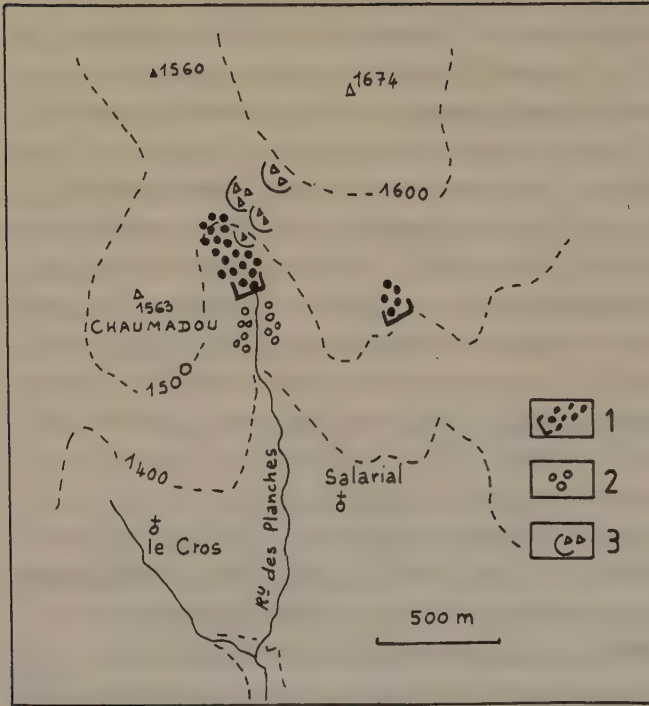


Fig. 98 : Localisation des formations d'origine froide dans
la région de Salarial.

1. glacier rocheux. - 2. moraines. - 3. éboulis flués à bourrelets.

3- Sur le versant sud, dans la haute vallée de Finiels.

La haute vallée de Finiels offre, elle aussi, un bon exem-
ple de l'évolution des versants du Mont Lozère lors des périodes froi-
des.

Située sur le versant sud du Mont Lozère, drainée par le ruis-
seau de Prat Souteyran (devenant le Rieumalet), elle s'allonge en po-
sition méridienne immédiatement au Sud / Sud-Est du Signal de Finiels
(fig. 99). Ce petit bassin-versant qui relie les crêtes dont les

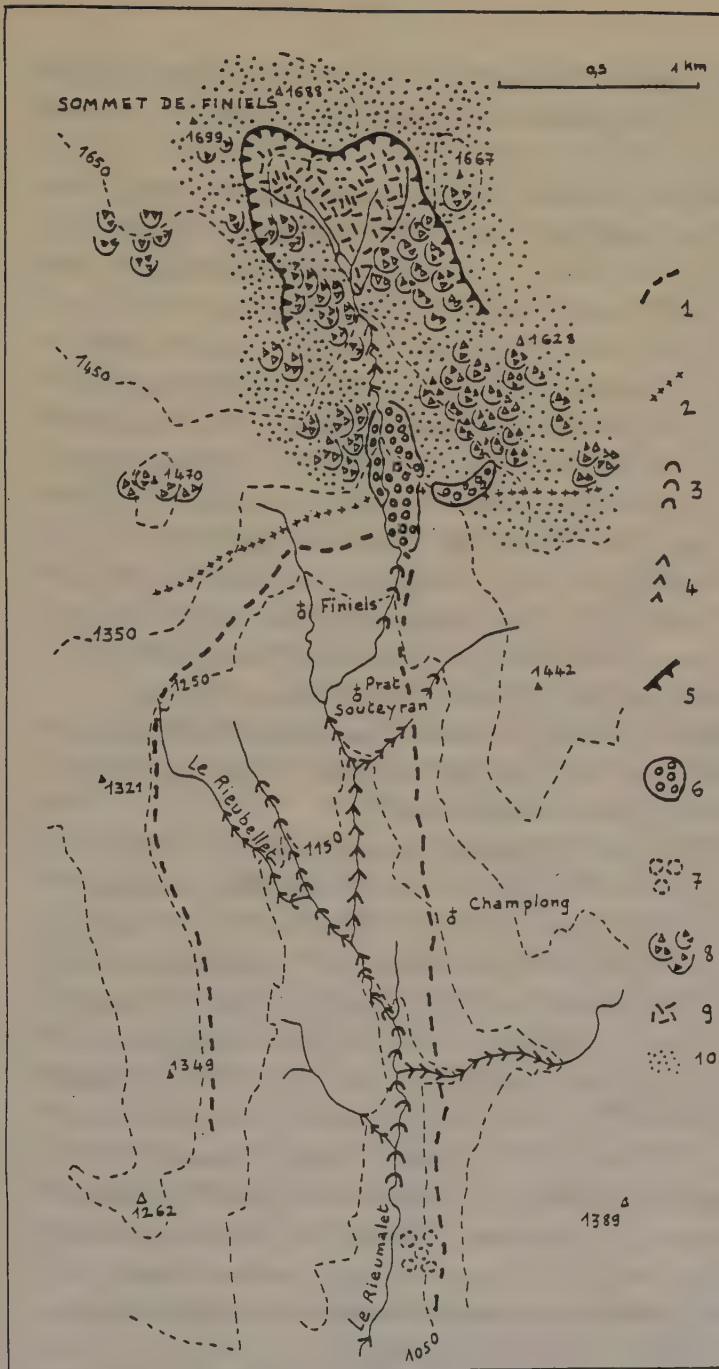


Fig. 99 :

Répartition des formations d'origine froide dans l'alvéole de Finiels.

- 1 limite interne de l'alvéole de Finiels.
- 2 limite entre le granite de Finiels au Nord et le granite porphyroïde au Sud.
- 3 vallon en berceau.
- 4 vallon en gorge.
- 5 limites de l'amphithéâtre sommital.
- 6 accumulations morainiques
- 7 accumulations morainiques externes.
- 8 éboulis flués à bourrelets et tabliers de blocs.
- 9 épais remblaiements geliflués.
- 10 mince couverture gelifluée avec quelques blocs apparents.

altitudes dépassent 1600 m à la vallée du Tarn (à moins de 900 m d'altitude) est tout à fait représentatif de la partie méridionale du massif.

Cette vallée est inscrite dans un grand alvéole de 4 km de long sur 2 km de large développé pour l'essentiel dans les granites porphyroïdes du Pont de Montvert, et pour la partie au Nord de Finiels, dans les granites des Signaux à biotite et muscovite, avec structure planaire bien apparente. La localisation de l'alvéole s'explique par un entrecroisement de fractures Nord/Sud et Ouest/Est. Plancher de l'alvéole et replat sont fortement défoncés en raison d'un niveau de base local très déprimé (le Tarn coule à 870 m au Pont de Montvert). La partie nord de l'alvéole, autour des sources du ruisseau de Prat Souteyran a été aménagée en un grand amphithéâtre à regard sud.

Jusqu'à présent, aucune étude n'a montré de formation d'origine glaciaire dans cette vallée. Les raisons sont, sans doute, à chercher dans la topographie (pas de véritables pièges), dans les difficultés d'observations (partout des blocs épars, landes à genêts, broussaille ou pelouse) et dans l'absence de marqueurs (les contacts pétrographiques présentent toujours des interpénétrations qui empêchent de trouver des critères indiscutables).

Nos observations ont été rendues possibles par une coupe ouverte le long de la route D 20, près du Pont de Montvert, et par un examen minutieux du grand cirque situé au Nord du village de Finiels.

Les formes de l'amphithéâtre ne sont guère convaincantes de prime abord quant à une origine glaciaire. C'est une sorte de grand cirque, à allure en van, de 500 m de large sur plus d'un kilomètre de long. Si les pentes des bordures sont fortes, elles ne sont jamais véritablement redressées ; le fond n'est pas plat et ne présente aucun surcreusement. Ce n'est qu'en le replaçant dans l'ensemble du massif et en observant les formations locales que l'on peut être sûr de la présence ancienne de glace dans ce creux. Ses caractères morphologiques sont ceux de tous les cirques développés dans un domaine de granites facilement altérables : mauvaise inscription, plancher défoncé.

Deux formations d'origine glaciaire existent dans cette vallée. Au Nord de la route D 20, le ruisseau de Prat Souteyran entaille une

accumulation allongée sur 800 m, large d'une centaine de mètres. Cette accumulation prend une allure convexe, bien détachée des versants voisins. De nombreuses coupes montrent un matériel très hétérométrique avec d'abondants blocs et une matrice tantôt sableuse et lavée, tantôt plus limoneuse. La plupart des blocs présentent des arêtes arrondies et un polissage poussé.

Plus au Sud, vers 1050 m d'altitude, au-dessus de la vallée de Rieumalet (fig. 99) une autre accumulation présente des caractères morainiques incontestables : les blocs de granite porphyroïde qui la composent ont leurs faces polies et leurs feldspaths complètement lisses alors qu'alentour, les blocs sont anguleux avec des feldspaths saillants ; l'absence de structures de gélifluxion est manifeste alors qu'elles abondent dans l'environnement immédiat ; la matrice est souvent lavée et sableuse. Tous ces caractères tendent à faire interpréter l'accumulation comme morainique à la différence des dépôts de pente voisins qui n'ont que des traits périglaciaires.

A l'amont, les versants du cirque sont, quant à eux, frangés de dépôts périglaciaires. Les pentes situées au Sud du sommet de Finiels sont couvertes de revêtements géliflués d'épaisseur variable mais faible (toujours inférieure au mètre) ; ce n'est qu'au fond de l'amphithéâtre sommital qu'ils épaississent, atteignant plusieurs mètres tout en conservant leur aspect hétérométrique et l'absence totale de tri, comme dans les grands amphithéâtres du Nord. Les deux versants latéraux du cirque sont le domaine d'énormes éboulis flués à bourrelets et tabliers de blocs ; les blocs y sont de grande taille (métrique ou plurimétrique parfois) ; la structure est open-work en surface ; une matrice fine existe en profondeur où les blocs deviennent de taille plus réduite ; le long de la pente, il n'existe aucun classement granulométrique, mais les blocs s'organisent en énormes bourrelets étagés. Ces nappes de blocs sont beaucoup plus abondantes sur le versant à regard ouest que sur son vis-à-vis.

Un début de chronologie relative peut être dressé dès à présent pour les épisodes du flanc sud. Les moraines situées immédiatement au Nord de Finiels (atteignant 1300 m) pourraient correspondre au dépôt le plus externe près de Salarial (1340 - 1400 m) et être corrélées

avec les observations faites à Prat Meije (1250 m) sur le flanc nord. Les glaciers rocheux du type de celui décrit au Nord de Salarial (1450 m) pourraient être reliés au petit stade morainique repéré au Nord dans la vallée de Serviès, vers 1400 m. A ce moment là, l'amphithéâtre sommital de Finiels évolue en conditions périglaciaires : des névés occupent encore le versant tourné face à l'Est et le fond du "cirque" tandis que le versant face à l'Ouest connaît une intense gélification et un fluage des éboulis en grands bourrelets ; progressivement les névés deviennent moins abondants et libèrent le versant à regard est qui connaît à son tour gélification et fluage des tabliers de blocs ; au même moment, se produit le remplissage de l'amphithéâtre sommital. Depuis, les phénomènes de fluage et de nettoyage se sont poursuivis de façon atténuée. De belles niches vives, de taille décimétrique, en forme de croissant, dégradent lentement les versants du cirque en continuant le nettoyage des tabliers de blocs : leur action nous montre, sur une superficie réduite, ce qu'a dû être l'action des grands névés lors du Tardiglaciaire.

C- L'apport des formations arénacées déplacées.

En raison de l'importance de l'englacement et des épisodes de décapage liés à l'érosion récente, les formations arénacées déplacées sont peu abondantes sur les versants du Mont Lozère. Pourtant leur étude est fondamentale : elle permet d'établir les relations entre formations arénacées et tabliers de blocs, d'argumenter dans un sens favorable à l'englacement, et de préciser la chronologie.

Nous avons d'abord retenu deux coupes complexes situées sur les deux versants, nord et sud, du massif. La première se trouve sur le flanc nord du sommet de Finiels, au niveau du chemin départemental dit des Crêtes (Genolhac : 711,5 ; 238,3 ; 1550 m). La figure 100 schématise cette tranchée visible sur 2 m. On remarque :

- au sommet, un ranker cryptopodzolique noir et épais (40 cm) ; des blocs de granite sont emballés dans ce sol et les plus gros

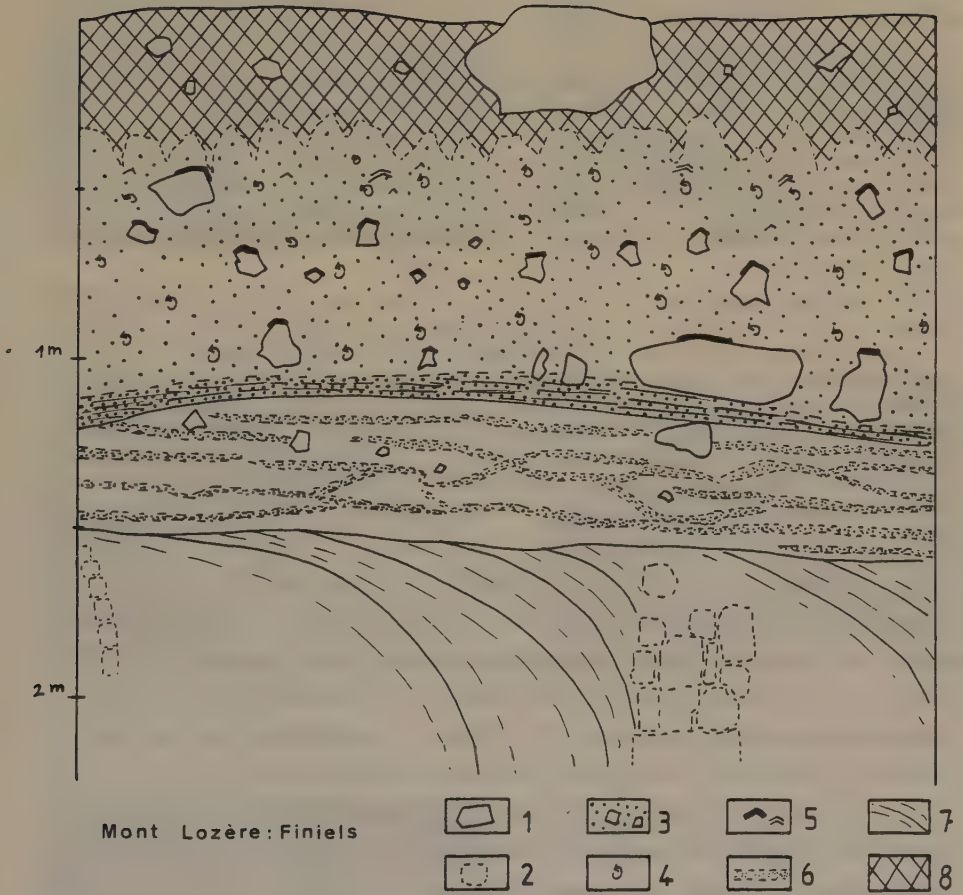


Fig. 100 : Coupe Mont Lozère - Finiels nord.

1. blocs de granite sains. - 2. granite altéré. - 3. formation gelifluée à blocs. - 4. structure en boulette. - 5. coiffes argilo-limoneuses. - 6. arène litée (lit maigre). - 7. arène fauchée. - 8. horizon humifère.

(métriques) en émergent.

- par-dessous, de - 40 à - 120 / - 130 cm, une formation à blocs, relativement peu chargée en gros blocs ; la structure des agrégats ou des éléments lithiques en "boulette" se remarque aisément bien qu'elle soit moins évoluée que ce qui a pu être observé en Limousin ; ces boulettes sont elles-mêmes coiffées par des accumulations inter-agrégats avec création d'une structure surajoutée légèrement lamellaire ; aucune illuviation n'est visible ; la base de cet horizon montre une sorte de semelle plus limoneuse, plus compactée et difficile à pénétrer au couteau.

- en profondeur, de - 130 cm à - 200 cm, des arènes litées et des arènes fauchées ; les premières présentent une succession de petits lits (centimétriques) tantôt légèrement lavés, tantôt enrichis en fines, les lits se disposant soit parallèlement, soit avec des anastomoses entre eux ; les secondes sont fauchées assez doucement avec étirement des lits de biotite ou de quartz ; on remarque nettement comment les arènes fauchées sont recoupées par les arènes litées comme si, entre arènes fauchées et litées, il y avait eu deux phases de mise en place, légèrement décalées dans le temps.

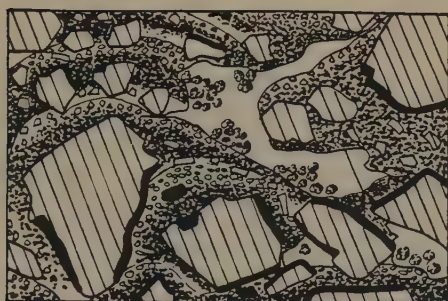
Entre les formations gélifluées de surface et les arènes dé-placées de la base, le contact, bien que non ravinant, est assez net, marqué en particulier par la semelle limoneuse déjà signalée. Ajoutons que les formations gélifluées contiennent en abondance des blocs de granite porphyroïde tandis que les arènes n'incorporent que des éléments du substrat, c'est-à-dire du granite des Signaux.

L'étude de cette coupe peut être complétée par une étude micromorphologique. La figure 101 montre plusieurs reproductions de lames minces réalisées dans ces formations :

- la figure 101 A représente le sommet des formations gélifluées à blocs. On remarque la structure en "boulette", et des coiffes argilo-limoneuses sur toutes les faces des éléments lithiques, preuve de la gélifluxion. Postérieurement, des coiffes de belle venue ont recouvert le sommet de ces éléments lithiques, sans doute en plusieurs épisodes ; enfin, des coiffes interagrégats, plus tardives, n'ont pu se mettre en place qu'une fois la formation stabilisée. On peut observer que ces coiffes sont aujourd'hui en cours de destruction, remaniées sous forme de déjections, en raison de l'importance de la bioturbation. Tous les épisodes de mise en place de ces formations, depuis la gélifluxion active jusqu'à nos jours, sont ainsi représentés.

- vers 1 m de profondeur, les revêtements de type coiffe prennent une ampleur inhabituelle, exceptionnelle (fig. 101 B) mais le type de mise en place de la formation demeure identique à celui de la figure précédente.

La figure 101 C, à la même profondeur montre clairement les superpositions de coiffes et leur recouplement par micro-érosion entre



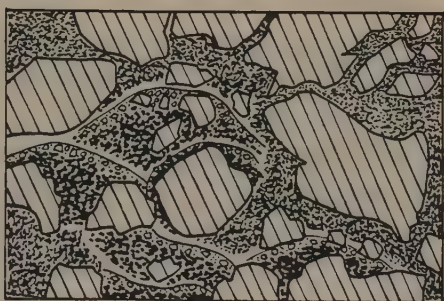
A



B



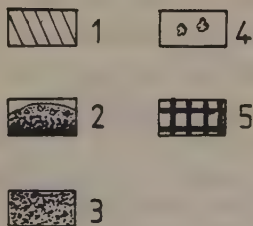
C



D



E



Mont Lozère : Finiels

Fig. 101 : Etude micromorphologique de la coupe Mont Lozère.- Finiels nord.

1. éléments lithiques. - 2. coiffes argilo-limoneuses complexes. -
3. remplissage limoneux. - 4. phénomènes de bioturbation (déjection). -
5. nodule d'hématite.

deux dépôts (élément lithique de droite) ; deux petits nodules d'hématite ont été recouverts, au fur et à mesure de leur rotation, puis englobés dans des coiffes interagrégats.

- dans la semelle limoneuse, on trouve les mêmes structures avec des coiffes d'âges divers (fig. 101 D) mais en plus, on peut remarquer que tous les vides entre les éléments lithiques ont été colmatés par une matrice limoneuse diffuse. Cela confirme l'observation macroscopique ; c'est ce ciment limoneux qui explique l'aspect compacté de cet horizon. Pourquoi une accumulation à ce niveau ? Est-ce dû à un blocage provoqué par un sous-sol gelé ?

La figure 101 E représente une lame mince prise dans le même horizon où l'on voit l'emballage de limons et des coiffes cassées par plusieurs fentes dont seul le gel peut être tenu pour responsable.

Cela montre qu'à l'extrême fin de la période froide, après stabilisation du versant, le froid est encore assez intense pour provoquer des alternances de gel-dégel jusqu'à une profondeur de plus d'un mètre et induire ainsi à ce niveau la création de coiffes argilo-limoneuses, puis de fentes.

L'étude micromorphologique confirme ici ce que laissait entrevoir l'observation macroscopique, à savoir l'origine gélifluidale des formations hétérogènes qui nappent les versants du Mont Lozère.

Sur le flanc sud du massif, près de la ferme de Villeneuve, on peut observer une autre coupe complète (Génolhac : 715,4 ; 231,2 ; 1280 m) reprise sur la figure 102 :

- en surface, le sol est un ranker anthropique peu épais, troué par de nombreux blocs de dimensions souvent métrique.

- le sol repose sur une formation gélifluée à blocs pouvant atteindre 1 m d'épaisseur. On y distingue une structure en "boulette" et tous les blocs sont couronnés par des coiffes argilo-limoneuses épaisses parfois de plus d'un centimètre. La base de cet horizon est plus complexe que sur le flanc nord : vers 80 cm de profondeur, il présente sur une quinzaine de centimètres, un aspect compacté, très difficile à pénétrer au couteau, avec de petites veinules blanches, observations qui font songer à un fragipan. Plus bas, un horizon épais de 3 à 4 cm, laisse apparaître de nombreuses taches humifères, comme s'il s'agissait d'un ancien sol incorporé à la base de la formation gélifluée.

- la partie inférieure de la coupe montre des arènes fauchées très étirées avec des lits de paillettes de mica et des lits colorés par la présence d'hématite.

Le contact entre formation gélifluée et arène litée est net, parfois ravinant.

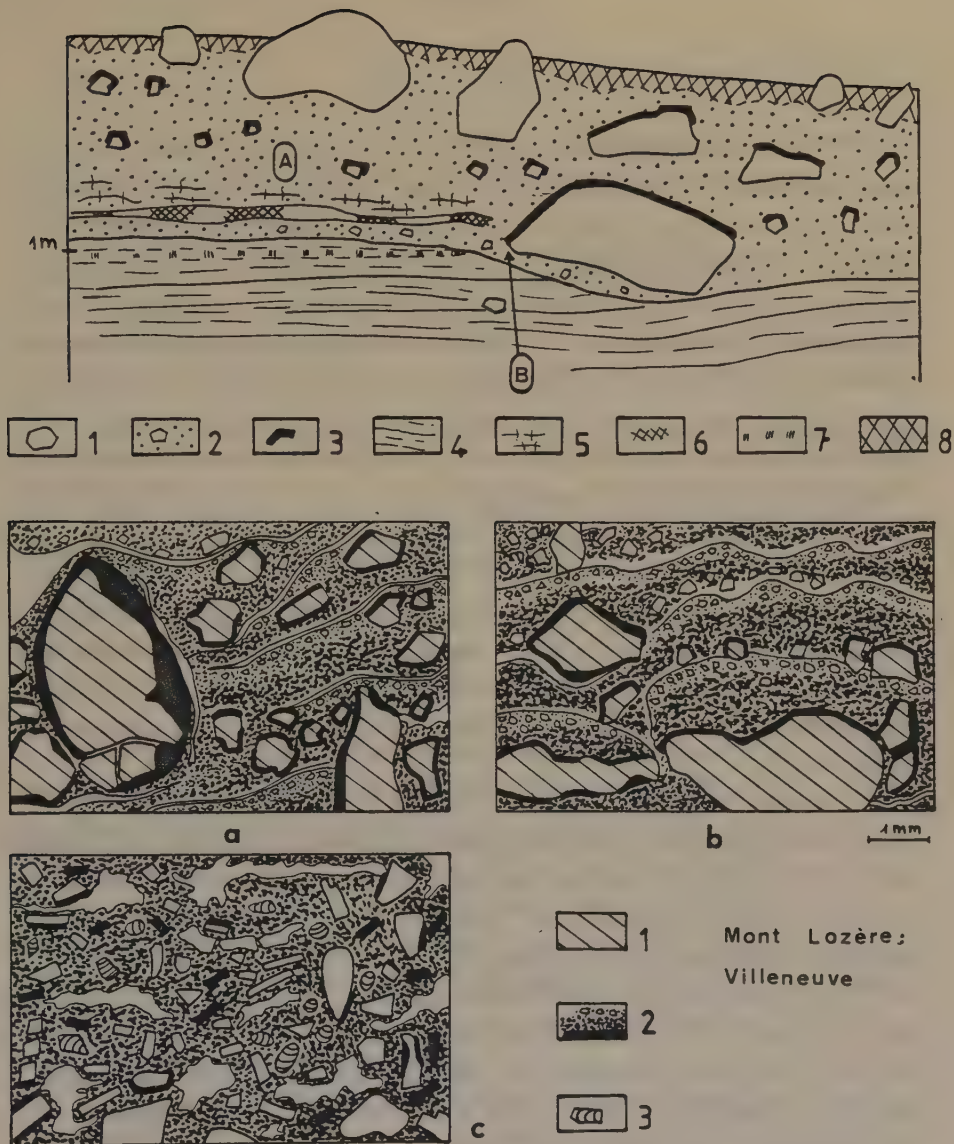


Fig. 102 : Coupe Mont Lozère - Villeneuve.

Schéma général : 1. blocs de granite sain. - 2. formation gélifluidée à blocs. - 3. coiffe argilo-limoneuse. - 4. arène fauchée. - 5. fragipan. - 6. taches humifères. - 7. mince horizon coloré par de l'hématite. - 8. horizon humifère.

a et b : lames minces en A ; c : lame mince en B.

1. élément lithique. - 2. coiffes argilo-limoneuses complexes. - 3. fragments de matériaux anciennement illuviés.

Deux prélèvements effectués dans la partie supérieure de la coupe ont permis de préciser l'évolution. Les dessins d'après lame mince, a et b de la figure 102, montrent un aspect gélifluidal : les blocs ont connu de nombreuses rotations sur eux-mêmes puisque les coiffes se disposent sur toutes leurs faces. Postérieurement, des mouvements de cryoturbation ont eu lieu dans la mesure où de nombreux éléments lithiques ont été redressés (fig. 102, a). Enfin, l'ensemble a été affecté par un simple gel-dégel provoquant la mise en place d'épaisses coiffes grano-classées et créant une structure lamellaire. L'importance des coiffes apparaît en b.

Un prélèvement effectué sous le gros bloc montre (fig. 102, c) une évolution particulière : des éléments lithiques, des fragments de revêtements illuviés et de coiffes se retrouvent mélangés d'une façon inextricable au milieu d'un épais remplissage limoneux. Localement, la limite de liquidité a été franchie, et le poids du bloc a provoqué des phénomènes de thixotropie, ce qui explique l'aspect anarchique des matériaux.

Ainsi, les deux coupes de Finiels et de Villeneuve montrent de grandes similitudes. Les deux épisodes majeurs observés par ailleurs se retrouvent ici séparés par une période de pédogenèse visible à Villeneuve. La coupe du flanc nord (Finiels) est plus complète en ce qui concerne les arènes litées et fauchées, sans doute en raison d'une meilleure conservation. Celle du Sud complète la première en raison de la présence d'un paléosol et d'une ébauche de fragipan. Dans les deux cas, les phases finales sont identiques : après stabilisation du versant, les matériaux sont soumis à l'action du gel-dégel profond, avec création de coiffes argilo-limoneuses et d'une structure lamellaire. Sur le flanc sud, cette évolution est précédée de mouvements de microcryoturbation bien localisés. Aucun point de repère ne nous permet de dire quand s'arrête cette phase finale mais, au moins pour Villeneuve (1280 m), on peut penser que tous les processus sont arrêtés depuis la fin du Tardiglaciaire.

D'autres coupes permettent de préciser d'autres "faciès" d'évolution des versants.:

A 2 km au Sud du col de Finiels, au lieu-dit Le Rial (Génolhac : 713,5 ; 235 ; 1460 m), une entaille en bordure de route montre, de haut en bas (fig. 103) :

- un ranker anthropique, peu épais, développé sur des colluvions anthropiques contenant de nombreux fragments de granite.

- par-dessus, sur 80 cm, une formation gélifluée à blocs de taille moyenne (décimétrique) avec une abondante matrice argilo-limoneuse. La structure en "boulette" est moins nette que sur la coupe Mont Lozère - Finiels, mais les blocs sont recouverts par de belles coiffes.

- sous la formation gélifluée s'étend une formation riche en blocs grossiers, hétérométriques, avec, pour tout remplissage interstitiel quelques granules et des sables grossiers. Les blocs sont disposés en vrac, d'une façon très hétérogène, sans orientation préférentielle ; certains sont complètement anguleux, d'autres bien polis. Cette formation ravine nettement l'arène en place sous-jacente, remplissant une sorte de chenal.

- le substratum arénisé ne présente ni l'aspect fauché, ni l'aspect lité relevé ailleurs ; de même, aucune structure lamellaire n'est visible.

L'interprétation d'une telle coupe est délicate : certes, les formations limoneuses à blocs prennent place facilement dans un épisode d'évolution gélifluidale du versant, épisode tardif avec stabilisation progressive, mais la formation à blocs sans éléments fins s'explique plus difficilement. Structuralement, aucune ressemblance avec une mise en place par des phénomènes de gel-dégel. L'aspect lavé est-il synchrone ou résulte-t-il d'un phénomène ultérieur ? On voit mal comment un nettoyage aurait pu se produire d'une façon si localisée sans affecter les secteurs voisins.

De plus, il faut noter que cette formation entaille l'arène sous-jacente, laquelle ne possède aucune structuration par le froid, ce qui est contraire aux observations réalisées partout ailleurs. Il est vraisemblable que si cette structuration a existé, un important épisode d'érosion l'a entièrement tronquée. De quelle nature a été cette érosion ? Il est impossible de répondre. Ne pourrait-on envisager la formation à gros blocs comme une sorte de moraine d'ablation ayant ici un caractère grossier, ce qui expliquerait l'aspect ravinant et une structure différente de celle des matériaux voisins ? Ou alors, peut-on l'interpréter comme une coulée de blocs, isolée dans un versant à évolution gélifluidale généralisée ?

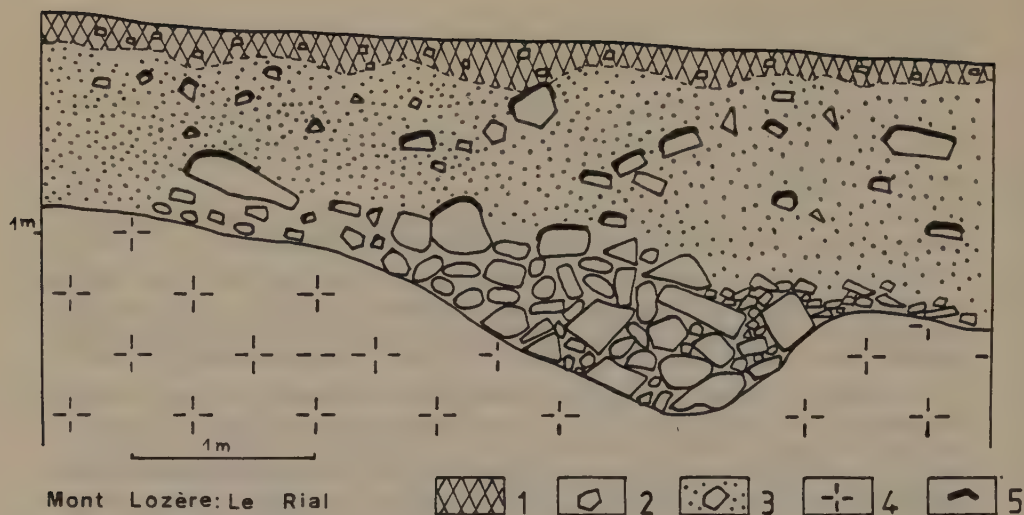


Fig. 103 : Coupe Mont Lozère - Le Rial.

1. horizon humifère. - 2. blocs de granite sain. - 3. granite altéré. - 4. formation gélifluée à blocs. - 5. coiffe argilo-limoneuse.

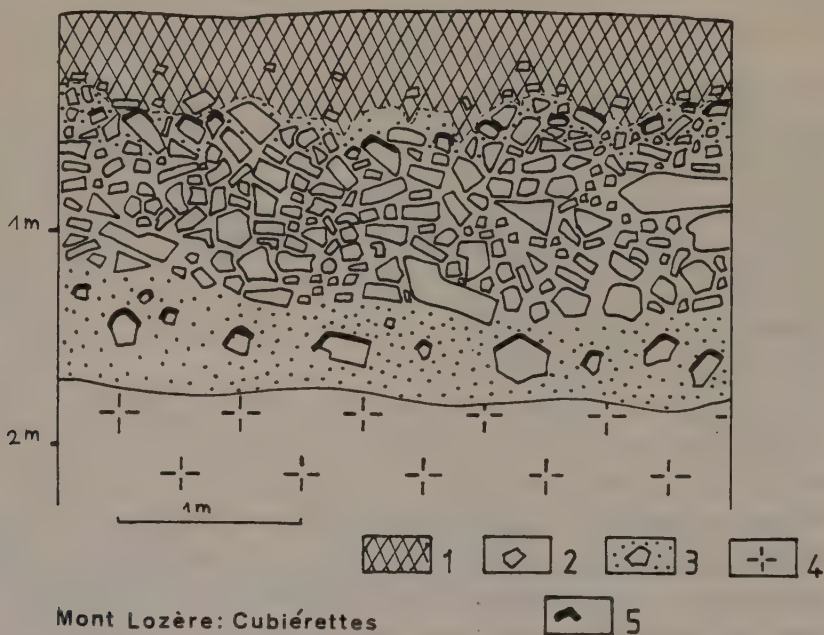


Fig. 104 : Coupe Mont Lozère - Cubièrettes.

Même légende que la figure 103.

On retrouve un aspect voisin dans la coupe dite Mont Lozère - Cubièrettes. Elle se situe en bordure de la branche est de la route des Crêtes, près du croisement avec la route de Cubièrettes (Génolhac : 716,5 ; 238,8 ; 1570 m). Sous un ranker cryptopodzolique bien développé, la figure 104 nous montre un horizon épais d'environ 1 m et formé d'une accumulation de blocs de granite des Signaux de taille réduite (10 à 15 cm) sans aucune matrice fine autre que quelques granules et sables grossiers. Le grand axe des blocs est face au Nord, faisant un léger angle par rapport à la ligne de plus grande pente qui, elle, est dans un axe nord-est.

Par dessous cette formation, un horizon d'une quarantaine de centimètres possède tous les traits d'une formation gélifluée à blocs : on y note une matrice limoneuse abondante au sein de laquelle des blocs de taille et de nature identiques à ceux de la formation supérieure présentent une accumulation en coiffe à leur partie supérieure tandis que leur base est bien lavée ; une structure en boulette apparaît, nettement visible ; ces blocs, qui relèvent légèrement du nez, ont leur grand axe bien dans le sens de la pente.

Enfin, tout comme dans l'exemple précédent, l'arène en place bien tranchée ne présente aucune structuration par le gel.

La mise en place de la formation à blocs et fines de la base ne pose aucun problème : après une période de gélifluxion simple, la stabilisation du versant a permis la surimposition de structures provoquées par des alternances de gel-dégel. Plus difficile est l'explication de la formation à blocs située au-dessus. L'aspect lavé, la structure open-work sont-ils synchrones de la mise en place ou postérieurs ? La position de milieu de versant, loin d'un talweg, ne va pas dans le sens d'un lavage postérieur à la mise en place. Certes, un lavage récent et actuel existe, mais il est le fait d'un écoulement hypodermique dont la compétence est forcément réduite ; il ne contribue qu'à la redistribution de la matière organique laquelle colle aux parois des blocs. Il faut donc comprendre comment un tel horizon de blocs a pu se mettre en place ainsi, avec peu de fines en son sein. Incontestablement, en l'absence de fines, jamais la limite de plasticité n'a pu être atteinte. La seule hypothèse qui reste plausible est celle d'un glissement avec béton de glace entre les blocs ou celle

d'une moraine d'ablation très riche en blocs localement.

Le fonctionnement serait un peu identique à celui de la coupe précédente, Mont Lozère - Le Rial : pas d'épisode à arènes fauchées ou bien celles-ci ont été suffisamment ravinées pour qu'elles n'apparaissent plus ; recouvrement du versant par une moraine de fond ou une formation grossière à ciment de glace. Ici, cependant, l'évolution paraît plus complexe : la formation gélifluée de base oblige à concevoir un changement de dynamique entre sa mise en place et celle de la formation qui la recouvre. Comme les conditions structurales n'ont pas été modifiées entre les deux, force est de penser à un changement climatique, avec des conditions plus rigoureuses, peut-être glaciaires ! L'absence de formations gélifluées de surface se conçoit aisément : aucune gélifluxion n'a pu se produire localement sur des matériaux grossiers à structure open-work.

Plus énigmatique encore est la coupe située sur le flanc sud du Mont Lozère, face au village de Montgros, à mi-versant, près de la route qui conduit au village du Cros (Génolhac : 714,5 ; 233,3 ; 1360 m). Elle entaille un petit replat disposé au pied du versant raide qui forme la bordure de l'interfluve appelé Chaumadou.

La figure 105 montre la disposition des matériaux :

- en surface, de très gros blocs (80 à 100 cm) de granite porphyroïde jalonnent le versant ; ils accompagnent une formation peu épaisse de type gélifluidal ; ils se sont mis en place en glissant sur la matrice fine, laquelle a été déformée par leur poids, ce qui lui confère une structure chiffonnée ; des bandes humifères profitant sans doute de cette structure se développent dans l'horizon superficiel, la "descente" de la matière organique étant provoquée par une évolution podzolique.

- en-dessous, une formation hétérogène à petits blocs et matrice fine abondante est visible sur 1,50 m environ. Bien que la transition soit insensible avec la formation qui la domine, elle ne possède pas les traits caractéristiques des formations gélifluées à blocs : la matrice fine est inorganisée ; on ne remarque en son sein ni structure en "boulette" ni structure lamellaire, seuls de petits horizons lavés suivis d'horizons enrichis en fines, disposés au hasard, perturbent la partie supérieure de la formation. Sur les blocs, les coiffes argilolimoneuses sont fréquentes mais on ne note pas de traces de lavage par-dessous.

La structuration par le gel est donc très incomplète dans cet horizon inférieur et l'on doit chercher une dynamique de mise en place

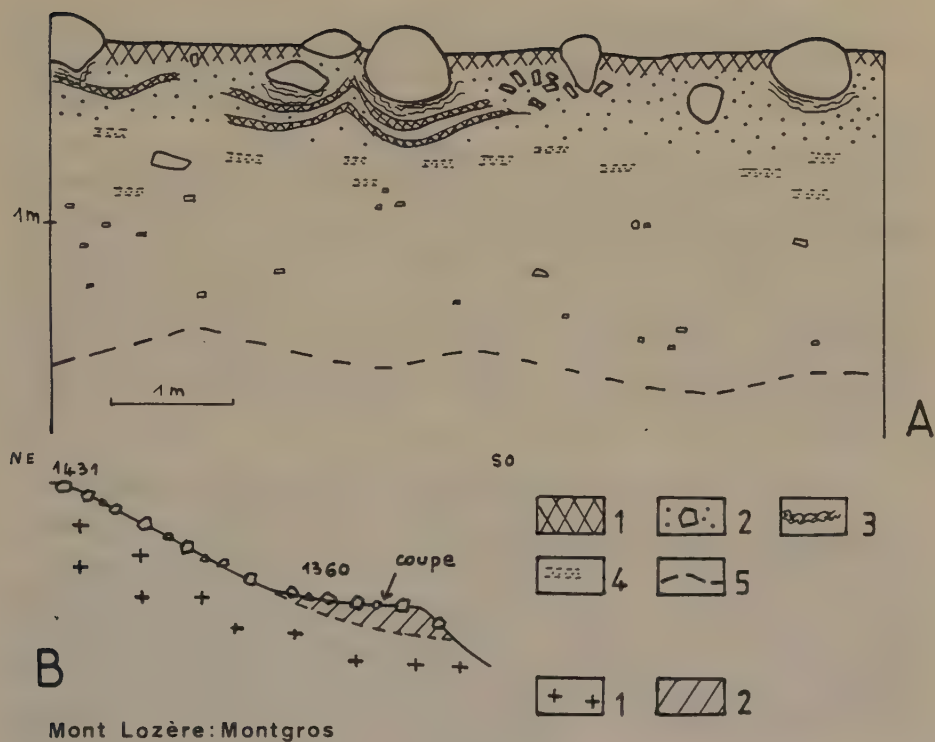


Fig. 105 : Coupe Mont Lozère - Montgros.

A- coupe d'ensemble :

1. horizon humifère. - 2. formation gélifluée à blocs. - 3. horizon plastique chiffonné. - 4. mince horizon légèrement lavé. - 5. limite inférieure de la partie visible de la coupe.

B- situation de la coupe sur le versant :

1. granite. - 2. épaisseur supposée de la formation.

autre que la gélifluxion.

La situation topographique, sur un replat légèrement décollé du versant, (fig. 105 B) et la disposition des matériaux font songer à de la moraine, moraine de fond formée d'arène peu transportée ayant subi dans sa partie supérieure un certain lavage (en raison de phénomènes de ruissellement de type marge glaciaire). Cet épisode morainique aurait subi tardivement une remobilisation en surface sous forme gélifluidale avec apport de gros blocs venant du versant dominant. Un gel tardif avec mouvements de cryoturbation expliquerait, dans cette hypothèse, les quelques blocs redressés que nous avons pu noter dans l'horizon de surface.

Ainsi, les trois dernières coupes que nous venons d'étudier apportent des arguments supplémentaires à l'hypothèse d'un englacement en montrant des formations qui pourraient être une moraine de fond. Dans ces conditions, on note l'absence d'arènes fauchées ou litées en profondeur, la région ayant été couverte par une calotte de glace au moment où le phénomène se produisait ailleurs. Un problème se pose pour la coupe de Finiels - Nord qui, bien qu'elle soit dans le secteur d'englacement, possède des arènes structurées à la base (?).

Si l'on place l'englacement du massif lors du maximum du froid würmien, c'est-à-dire au Pléniglaciaire supérieur comme cela semble logique, il faut ici repousser la mise en place des grands revêtements gélifluidaux dans le Tardiglaciaire. Ils se corrèlent alors avec les glaciers rocheux et les remplissages gélifluidaux des amphithéâtres sommitaux. Ces dynamiques tardives ne doivent pas surprendre en raison de la taille et de l'altitude du Mont Lozère.

D- Le cas du Goulet.

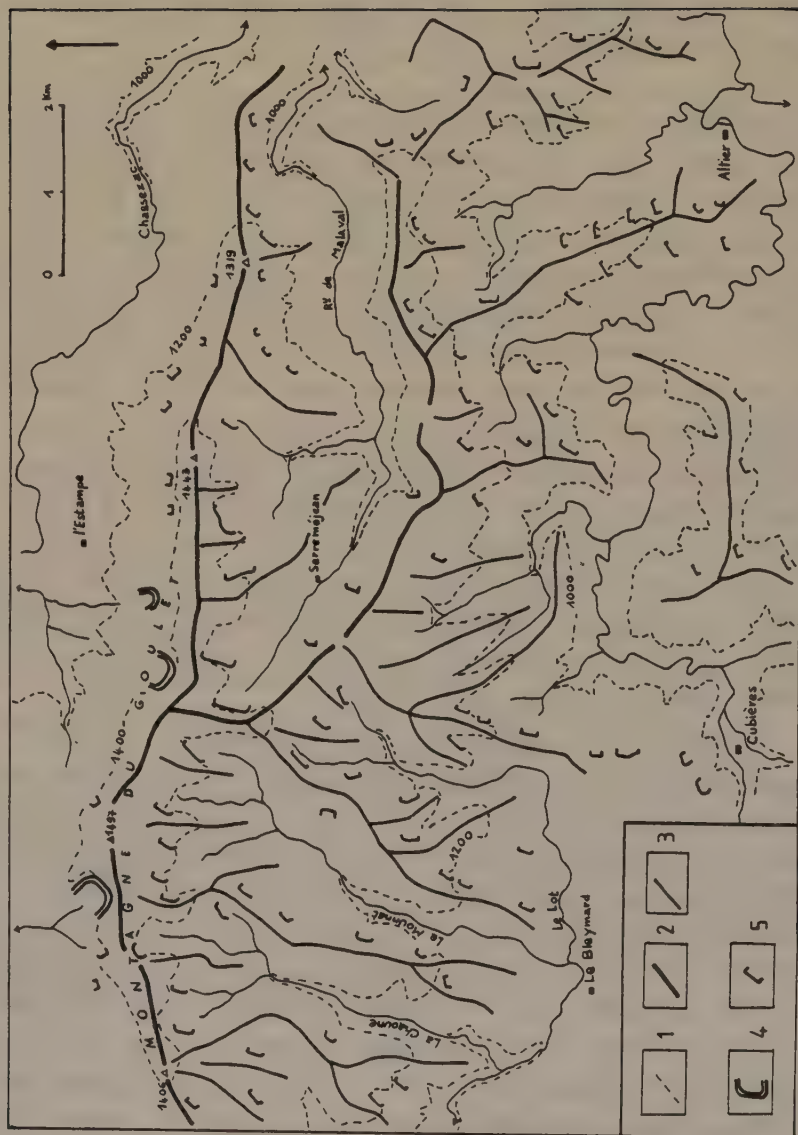
Pour ce petit massif qui flanque le Mont Lozère au Nord, les formes et formations d'origine froide sont beaucoup plus simples. Les

altitudes plus basses n'ont pas permis l'englacement. Les épisodes périglaciaires y ont été à la fois beaucoup plus longs et monotones dans leurs manifestations.

Le Goulet, entièrement taillé dans les schistes des Cévennes, se caractérise d'abord par l'omniprésence d'un revêtement géliflué sous forme d'une mince couche, inférieure au mètre. Cette formation superficielle qui recouvre tous les versants sur une épaisseur de quelques centimètres au sommet à plusieurs mètres à leur pied, présente une matrice limoneuse enrobant une multitude de blocs anguleux, de toute taille, tous autochtones. L'origine froide de cette formation, sa mise en place par des processus de gel/dégel du sol est attestée par l'étude de structures bien visibles, en particulier la présence de coiffes sur toutes les faces des blocs. Ces revêtements se sont étalés dans tous les vallons dont ils masquent le fond et à qui ils donnent une allure en berceau. Au pied du versant nord, rectiligne et pentu, on les voit s'étaler jusque sur les calcaires du Causse de l'Estampe avec lesquels ils se mélangent progressivement ; toutefois, les revêtements contenant des éléments de schistes ne dépassent guère la limite pétrographique de plus de 100 à 200 m.

Le faciès de ces revêtements, tout en conservant un aspect commun à toute la région, varie légèrement selon les changements locaux du faciès de la roche-mère : plus massive, et les blocs sont plus grossiers et irréguliers ; à lits très fins, et les blocs prennent l'allure de lauzes. Plus importantes sont les différences que l'on peut observer entre les flancs nord et sud du Goulet : au Nord, trois amphithéâtres aux formes douces ont servi de réceptacle aux formations gélifluidales qui présentent là des épaississements de plusieurs mètres tout en conservant leurs caractères initiaux ; au Sud, les faciès changent parfois davantage et l'on passe localement à des groizes ou à de véritables éboulis ordonnés. Ces derniers présentent un aspect classique avec des bancs plus fins et limoneux alternant avec des bancs grossiers où des gélifracts de petite taille (quelques centimètres) sont entremêlés, avec de grands vides entre eux. Le plus bel exemple de coupe montrant des éboulis ordonnés se trouve dans le quartier de la Remise au Bleyard, au Nord de la route qui vient de Bagnols. Nous

Fig. 106 : Répartition des niches de nivation dans le massif du Goulet.



1. courbe de niveau. - 2. axe majeur du relief. - 3. crête secondaire. - 4. "amphithéâtre de nivation". - 5. niche de nivation bien marquée.

avons déjà décrit ce type de formation sur les versants à regard sud des grandes vallées du Tanargue.

Les formes véritablement périglaciaires sont peu importantes sur le Goulet. Il est vraisemblable que sur le flanc nord, les actions conjuguées du gel et de la neige sont en grande partie responsables de l'aménagement des amphithéâtres signalés plus haut. A partir de têtes de vallons, sans doute beaucoup moins marquées qu'aujourd'hui, il y a eu redressement des versants à l'amont, ce qui a eu pour résultat de donner cette allure de "cirques" en van. Le fait que ces petits "cirques" soient perchés et creusés à l'intérieur du bel escarpement de ligne de faille qui borde au Nord le Goulet, témoigne tout à fait en faveur d'une évolution liée à des paléodynamiques froides.

Sur le flanc sud, les têtes de vallons ne sont pas réaménagées en cirque, mais beaucoup de secteurs de versants ont été retouchés en relation avec la présence de grandes congères de neige. La figure 106 montre la localisation précise de ce phénomène. La modification du versant intervient toujours sur les flancs à regard est, au droit de petits vallons ; à l'opposé, les versants tournés vers l'Ouest sont plus doux, sans aucun ressaut. L'orientation, la localisation, la taille des formes (la centaine de mètres en longueur, à peine une dizaine en hauteur), les matériaux géliflués que l'on trouve à l'aval plus fins qu'ailleurs, tout incite à voir là l'effet de dynamiques liées à des niches de nivation. Le transport de la neige se faisait par les vents de Nord-Ouest, et l'accumulation immédiatement sous la crête. La redistribution nivale était facilitée ici par l'orientation méridienne des interfluves secondaires, perpendiculaires à l'axe principal du Goulet. La topographie des interfluves, larges, lourds et doucement convexes, favorisait l'effet des vents chasse-neige ; aujourd'hui encore, ces phénomènes se perpétuent, mais atténués, ils n'ont de rôle dans la morphogenèse, que ponctuellement.

Ainsi, la plupart des interfluves du flanc sud du Goulet sont légèrement dissymétriques, ce qui, sans être très important morphologiquement, conditionne les dynamiques actuelles et les diverses mosaïques pédologiques. L'interfluve entre Cubières et les sources du Lot illustre parfaitement cet état de fait (fig. 107). De direction méridienne, il s'élargit en un petit plateau couronné de terrains secon-

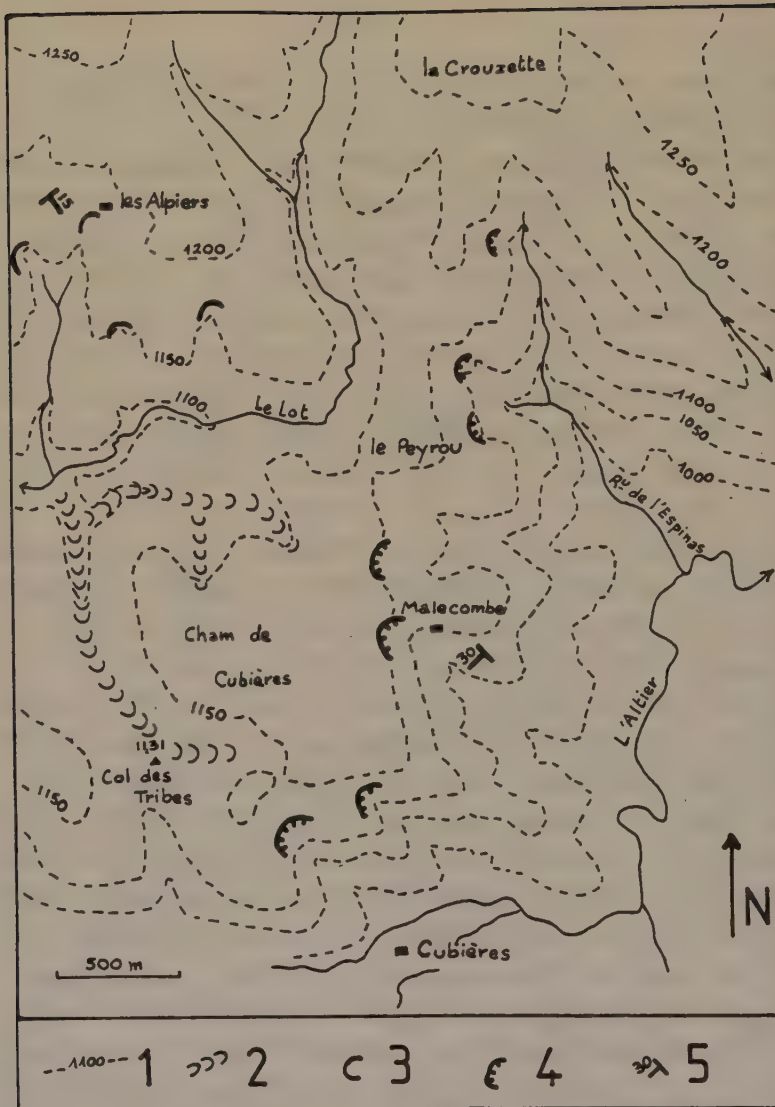


Fig. 107 : Localisation des principales niches de nivation
héritées : interfluve Cubières - La Crouzette.

1. courbe de niveau. - 2. vallée sèche. - 3. niche de nivation peu développée. - 4. niche de nivation redressant fortement le versant. - 5. pendage des schistes.

daires au niveau de la Cham de Cubières. C'est au droit de cet espace plan élargi sur plus d'un kilomètre que la dissymétrie est la plus belle : vers l'Ouest, les vallons qui se dirigent vers le Lot présentent l'aspect remarquable de têtes de vallées sèches, couloirs aux formes très douces, se creusant très progressivement ; à l'Est, à l'amont de chaque vallon, le versant se redresse brutalement, bordant un creux en forme de croissant nettement suspendu au-dessus de la vallée principale. Dans chaque creux, on trouve, comme à l'entrée du village de Malecombe, des matériaux soli-géliflués (matrice limoneuse et éclats de taille réduite) représentatifs des formations de niches de nivation. Les niches les plus creusées, avec un versant amont bien redressé, se trouvent principalement là où le pendage des bancs plonge en sens contraire du versant : c'est le cas près de Malecombe. Au contraire, lorsque le pendage de la roche est dans le sens de la topographie, le creusement des niches est faible : le versant au Sud / Sud-Est des Alpiers, près du Bleymard, témoigne dans ce sens dans la mesure où, en dépit de conditions climatiques favorables, on ne remarque pas de grandes niches de nivation héritées. Le développement des plus belles formes liées à la nivation nécessite donc à la fois des conditions paléoclimatiques et des conditions structurales favorables.

Il existe toute une hiérarchie dans la taille des niches. Si les plus grandes ont quelques centaines de mètres de corde et se situent toutes en bordure est des grands interfluves, chaque petit interfluve secondaire, perpendiculaire ou oblique à l'axe principal, voit se développer, en situation favorable, de petites niches dont certaines ont à peine quelques dizaines de mètres de longueur. Au Nord-Est d'Altier, l'interfluve Racouse - Altier en donne un bon exemple (Fig. 108). Le versant oriental a été réentaillé en grandes niches ; à l'Ouest, le versant est découpé en une série de petits interfluves secondaires orientés Nord-Est / Sud-Ouest : les versants orientaux de ces petits interfluves sont tous réaménagés en superbes niches en croissant créant une dissymétrie de détail importante pour toutes les têtes de vallons qui descendent vers le ruisseau de la Rouvière.

Pour le Valat des Rompudes et celui des Avaladous, on remarque très bien comment, dans l'ancien bassin de réception à ravins multiples, un seul a été transformé en niche, celui qui se trouvait

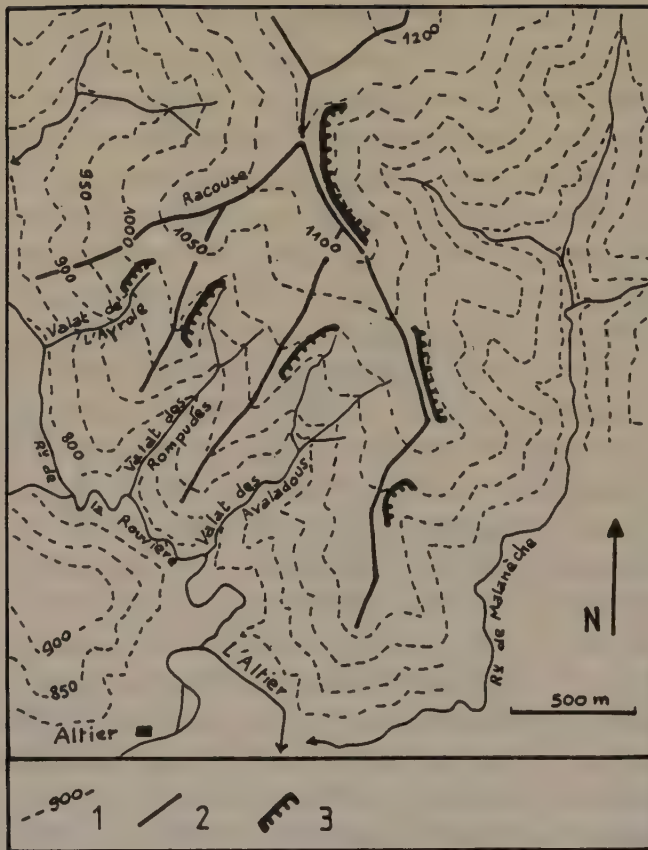


Fig. 108 : Localisation des principales niches de nivation héritées : interfluve Altier - La Racouse.

1. courbe de niveau. - 2. ligne de crête principale et axe des interfluvés secondaires. - 3. niche de nivation bien marquée.

TABLEAU VIII : PROPOSITIONS POUR UNE CHRONOLOGIE RELATIVE AU MONT LOZERE.

	VERSANT NORD				VERSANT SUD			
	Finiels Nord	Le Rial	Cubiérettes	Serviès	Salarial	Finiels Sud	Villeneuve	
TARDIGLACIAIRE	gélifluxion	gélifluxion	gélifluxion	- tabliers de blocs - remplissage : amphithéâtres : sommitaux	tabliers de blocs	remplissages : amphithéâtres : sommitaux	stabilisation	
Stade ancien du Tardiglaciaire ou fin du Pléni-glaciaire sup.	gélifluxion	gélifluxion	gélifluxion	petit stade glaciaire interne	glaciers rocheux 1450 ^m	tabliers de blocs en bourrelets	stabilisation	
PLENICLACIAIRE SUPERIEUR	gélifluxion	moraine	moraine	dépôt morainique de Prat Meije	moraine de Salarial 1340 m 1400 m	moraine de Finiels 1300 m	gélifluxion	
PLENICLACIAIRE MOYEN	2 arènes gélomobilisées : superposées	pas d'arène gélomobilisée	pas d'arène gélomobilisée	cône d'Orcières (dans le talweg)	cône du Pont de Montvert	?	arènes gélomobilisées	
AVANT DERNIERE PERIODE FROIDE				cône perché du Mazel (+ 12 ; + 15m)		"moraines" de Rieumalet (?)		

immédiatement sous l'interfluve secondaire.

Les formes d'origine froide dans le massif du Goulet sont essentiellement dominées par la distribution inégale de la neige. Un seul épisode est visible, soit parce que les dynamiques se sont répétées au même endroit égales à elles-mêmes pendant toute la dernière période froide, soit parce que les formes et formations créées auparavant n'ont pas été conservées dans un substratum schisteux fragile.

La région Mont Lozère-Goulet se révèle riche en formations superficielles héritées de périodes froides. Comme dans les régions précédemment étudiées, deux grands épisodes appartenant à la Dernière Période froide (Würm) se manifestent (Tabl. VIII) : le plus récent présente, pour la partie la plus haute du massif, les traits d'un englacement ; le plus ancien, de grands cônes et des arènes gélimobilisées. Tout comme au Tanargue, des cônes perchés témoignent de manifestations de l'Avant Dernière Période froide.

L'originalité du Mont Lozère réside dans l'important fonctionnement des versants lors du Tardiglaciaire ; le fait le plus marquant est l'existence d'un stade froid accusé qu'il faut attribuer soit au Tardiglaciaire le plus ancien, soit à l'extrême fin du Pléniglaciaire supérieur.

CHAPITRE VI - LA PART DES EPISODES FROIDS HERITES DANS LE MODELE DU COEUR DU STRATO-VOLCAN CANTALIEN.

En abordant l'étude du Cantal, il faut se souvenir que ce massif a été fortement englacé lors du Maximum glaciaire würmien et cela sans aucune discussion possible. Cet englacement s'est poursuivi jusqu'à une époque très récente si l'on en juge par la fraîcheur de certaines formes et formations, et Y.Veyret (1978) a pu estimer que vers 13 580 $\pm$ 250 BP de longues langues de glace occupaient encore les principales vallées. Dans de telles conditions d'englacement, et même si l'on discute en la vieillissant cette datation, la part des processus périglaciaires dans l'évolution des versants risque d'être réduite. Fallait-il dans ce cas inclure le Cantal dans notre étude ? Les observations que nous avons réalisées dans le coeur du massif nous ont montré que ces processus n'étaient pas négligeables et que, par leur étude, nous pouvions préciser les étapes du Tardiglaciaire. Ces observations seront montrées après un bref rappel des conditions de l'englacement.

A- Rappels généraux sur l'englacement du Cantal.

Les formes d'origine glaciaire et les modes d'englacement dans le Cantal ont été précisés récemment par Y.Veyret (1978). Etudiant les cirques et la part des glaces dans le modèle, elle rappelle les études antérieures, en particulier celle de A.Meynier (1931) et la controverse entre ce dernier et H.Vuittenez (1964) : H.Vuittenez soutenant que les formes glaciaires décrites par A.Meynier ne sont que "des formes semblables au bassin de réception d'un torrent." Y.Veyret (1978) décrit d'abord longuement les cirques du Cantal et leur localisation, puis elle pose le problème du rôle de la glace dans l'élaboration de ces formes de taille souvent imposante. Comme l'a montré J.P.Milési (1976) "en dépit du rôle évident joué par le gel, la neige et la glace, les dépressions des hautes terres volcaniques auvergnates posent un redou-

table problème de nature, et par là même de terminologie. Ces formes dépendent étroitement des conditions structurales ... (et) ... la plupart n'offrent pas les caractères qui, ailleurs, permettent de classer parmi les cirques glaciaires, les dépressions de la haute montagne, à savoir les verrous, les surcreusements, les parois rocheuses polies" (Y.Veyret, 1978, p. 117).

Une question identique se pose pour les grandes vallées : que doivent au passage des glaces les vallées au profil en auge bien calibrées comme celles de la Santoire, du Mars ou du Brezons ? Les géologues ont montré l'existence ancienne des principales entailles comme pour la vallée de l'Epie dans laquelle les coulées d'andésite fossilisent un chenal au moins aussi profond que l'actuel, ou celle de l'Allagnon installée dans une dépression qui existait dès l'édifice andésitique et même plus tard lors de la mise en place des basaltes. Cependant la part des épisodes froids est incontestable, car ces vallées, pour être profondes, n'avaient pas alors le profil en travers que nous leur connaissons aujourd'hui. En effet, comment imaginer une période périglaciaire, même courte, sans une importante ablation par la gélification dans un matériel aussi fragile, hétérogène et exposé que les brèches ? Comment imaginer un englacement complet du massif, bien prouvé par ailleurs, respectant les matériaux ainsi préparés et ne retouchant aucune forme ? Si l'on ne peut pas, pour résoudre le problème, tirer parti du volume des formations glaciaires et fluvio-glaciaires étalées en périphérie, difficiles à quantifier, au moins les surcreusements qui affectent de nombreuses vallées témoignent-ils en faveur d'une importante action morphogénique liée au passage de la glace. C'est le cas dans la vallée de l'Allagnon où des sondages électriques ont traversé 100 m de dépôts meubles vers La Chapelle d'Allagnon (M. Aubert et A. de Goër de Herve, 1972, repris par Y.Veyret, 1978) et à Velzic dans la vallée de la Jordanne où il y a au moins 45 m de dépôts fini et post-glaciaire. On retrouve de tels surcreusements, aujourd'hui remblayés, à Fontanges vers l'Ouest, à l'amont de Pont de Vieille dans la vallée du Siniq et à l'Ouest dans les vallées de la Bertrande et du Rat.

Y.Veyret a pu retracer le type de dynamique glaciaire : lors de l'englacement maximum, "une chape de glace recouvrait la quasi

totalité du massif cantalien ; de cette couverture s'échappaient des langues de dimensions variables qui empruntaient les vallées existantes et atteignaient souvent le socle de bordure." (p. 194). Ainsi, la vieille conception dualiste qui opposait "glaces de vallées" et "glaces de plateaux" n'a plus de raison d'être. Il faut au contraire imaginer, dans un cadre morphologique déjà bien disséqué, présentant des pentes fortes, "des glaciers de type "alpin" qui, par débordement, ont donné une chape de glace complète, animée d'un mouvement important et formée d'épaisseurs de glace inégales, selon que l'on se plaçait à l'aplomb d'une vallée ou sur un plateau." Tout au plus y eut-il une glaciation autonome sur la partie haute de la planèze de Saint-Flour, si l'on suit A. de Goër de Herve (1972).

Y.Veyret pose enfin le problème de la chronologie. Il lui semble difficile d'accorder une grande importance aux accumulations frontales rencontrées, assez rarement d'ailleurs, au fond des principales vallées. Ces accumulations n'indiquent jamais de stades marqués, tout au plus peuvent-elles correspondre à de modestes récurrences froides. Une datation absolue, malheureusement isolée, réalisée au ^{14}C sur de la matière organique contenue dans un lit argileux situé dans une formation fluvio-glaciaire près de Lugarde dans la vallée de la Santoire, permet de poser un jalon intéressant. La situation du dépôt, son recouvrement par une couverture morainique donne un grand intérêt au résultat obtenu : $13\,580 \pm 250$ BP. Ainsi, au Tardiglaciaire, plus précisément au Dryas ancien, les glaces de la Santoire à Lugarde sont encore bien reliées au domaine d'alimentation du centre du Cantal puisque des dépôts morainiques ont été poussés sur les accumulations fluvio-glaciaires. A ce moment-là, la langue glaciaire de la Santoire a encore une vingtaine de kilomètres de longueur, ce qui traduit bien ce que devait être la rigueur du milieu lors de cet épisode tardif. Y.Veyret peut alors proposer le schéma chronologique suivant :

- au Würm III se produit la grande avancée glaciaire qui conduit à l'englacement complet de l'Artense et de la cuvette de Bort-les-Orgues.

- au Dryas ancien, de longues langues de glace occupent encore les principales vallées comme dans le cas de la Santoire.

- ensuite la fonte particulièrement brutale explique l'absence de formations glaciaires bien marquées à l'amont et dans le secteur des cirques.

Un tel schéma est corroboré par les données palynologiques et archéologiques : G.Lemée (1956), étudiant la tourbière du Brugéroux près de Chastel-de-Murat (1240 m) montre, à l'époque du Dryas ancien, une phase à végétation de toundra avec *Artemisia* ; ainsi, on peut tracer les limites de l'englacement lors du Tardiglaciaire ancien, avec une langue glaciaire occupant la vallée tandis que les plateaux entre Santoire et Allagnon, libres de glaces, connaissent un milieu rude de toundra. J.L. de Beaulieu (1976) confirme l'existence de conditions climatiques très froides pendant le Tardiglaciaire dans le Cantal. Pour les Préhistoriens comme F.Moser (1976) travaillant dans le Velay, ce n'est que l'oscillation d'Allerød qui marque véritablement la fin des époques glaciaires.

Il n'en demeure pas moins qu'une date aussi tardive pour un englacement aussi considérable doit être discutée. Au même moment, dans la plupart des grands massifs montagneux européens, les glaces ont déjà libéré de larges territoires par rapport au Maximum glaciaire et l'épisode du Dryas ancien ne représente qu'une petite "récurrence". Faut-il reconnaître l'originalité des hautes terres auvergnates dont la position en façade atlantique aurait permis, en raison de l'humidité, l'abondance de l'englacement et surtout sa longue conservation ? Faut-il au contraire remettre en cause la datation absolue en proposant de vieillir l'âge obtenu ? Il est impossible de conclure dans l'immédiat en l'absence de nouvelles datations.

La chronologie proposée par Y.Veyret implique une fonte des glaces tardive et extrêmement rapide. Un englacement aussi abondant pourrait paraître incompatible avec une importante évolution des versants sous conditions périglaciaires. Qu'en est-il exactement ?

B- Etude des cirques glaciaires.

Nous ne reprendrons pas ici l'étude de l'ensemble des vallées réalisée par Y.Veyret, mais seulement celle de leur partie amont et de leur terminaison en amphithéâtres plus ou moins fermés dans lesquels nous avons pu relever les étapes ultimes de l'englacement du Cantal.

L'étude du coeur du Cantal et des formes en creux qui le burlent oblige, si l'on veut progresser dans sa connaissance, à établir une classification tenant compte de la taille, de la morphologie (versants, planchers, surcreusements, verrous,...), de l'altitude, de l'orientation et de la présence, ou non, de formes associées.

Il faut d'abord mettre à part les hautes vallées de la Cère et de l'Allagnon reliées par le col du Lioran, et celle de la Jordanne à l'amont de Mandailles. Nous l'avons vu, ce sont de grandes cicatrices volcano-tectoniques. Leur taille, leur forme bosselée, découpée en multiples ravins secondaires, interdisent de voir là l'oeuvre unique de glaciers de cirques et de langues glaciaires. Certes, ces immenses vallées ont été pleines de glace lors du maximum de l'englacement, mais la forme d'ensemble n'est pas une forme spécifiquement glaciaire. Ce sont seulement leurs rebords qui ont été réaménagés en fines ciselures aux formes de cirques, à l'amont des principaux ravins, lors des tout derniers stades froids.

Les têtes de vallées ayant les caractères les plus proches des cirques glaciaires habituellement reconnus sont celles de l'Impradine, à l'Est du Puy Mary et des sources du Benet, au pied du Puy du Rocher. Dans les deux cas, en retrouve :

- une forme en amphithéâtre très nette, une pente forte coupée de nombreuses corniches formant un vrai "mur" à l'amont.
- un plancher bien marqué, en pente très faible, situé vers 1400 m d'altitude, présentant parfois un véritable verrou (vers les burons d'Eylac dans l'Impradine) et dominant nettement le reste de la vallée. Il n'existe pas de véritables surcreusements marqués, sauf une ébauche dans le cas de l'Impradine.

- une orientation vers le Nord / Nord-Est, au pied de crêtes dépassant 1700 m (1813 m au Puy du Rocher, 1785 m au Puy Mary). Tout

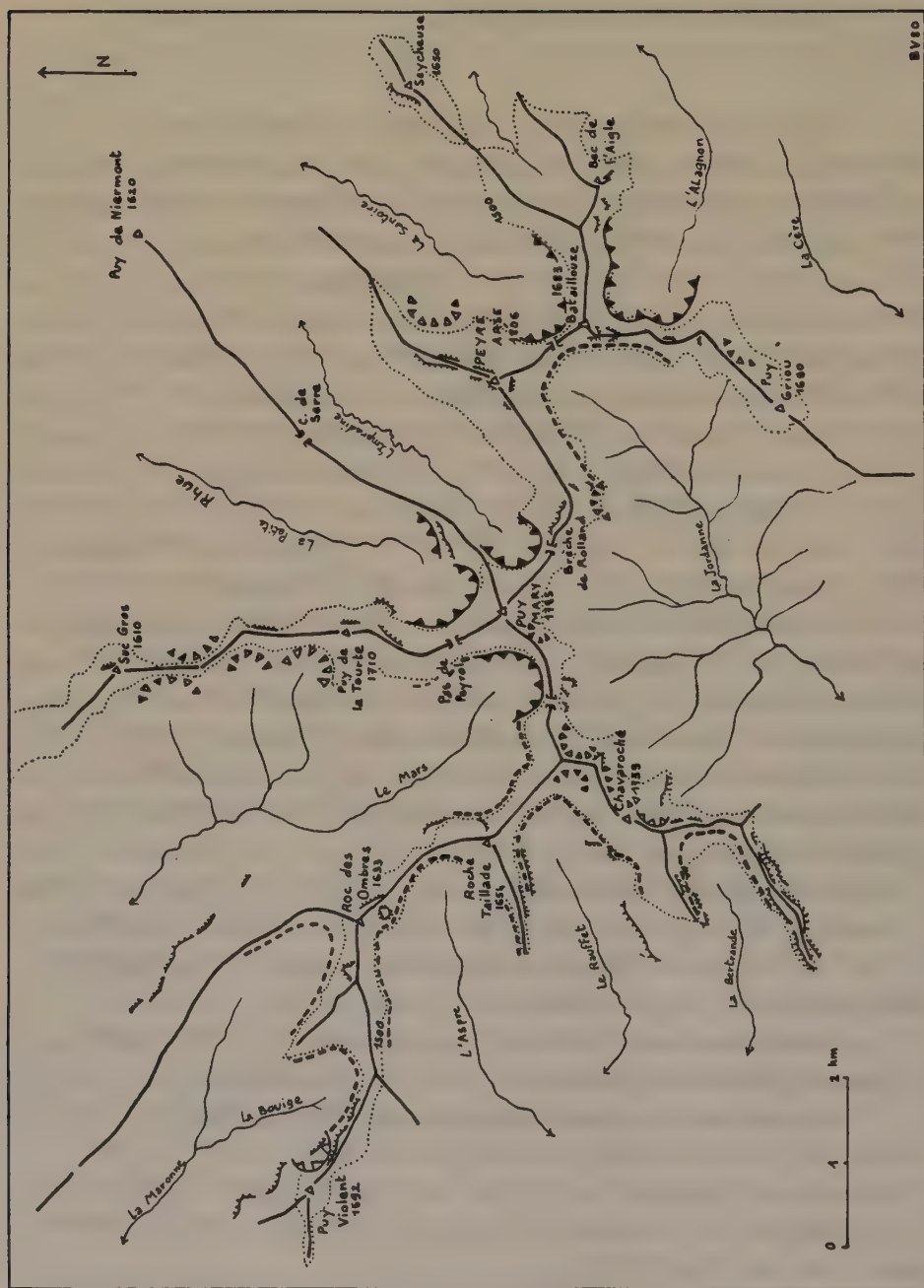


Fig. 109 : Localisation et morphologie des cirques glaciaires du Cantal - Secteur Puy Mary / Peyre Arse. (Légende: voir fig. 110)

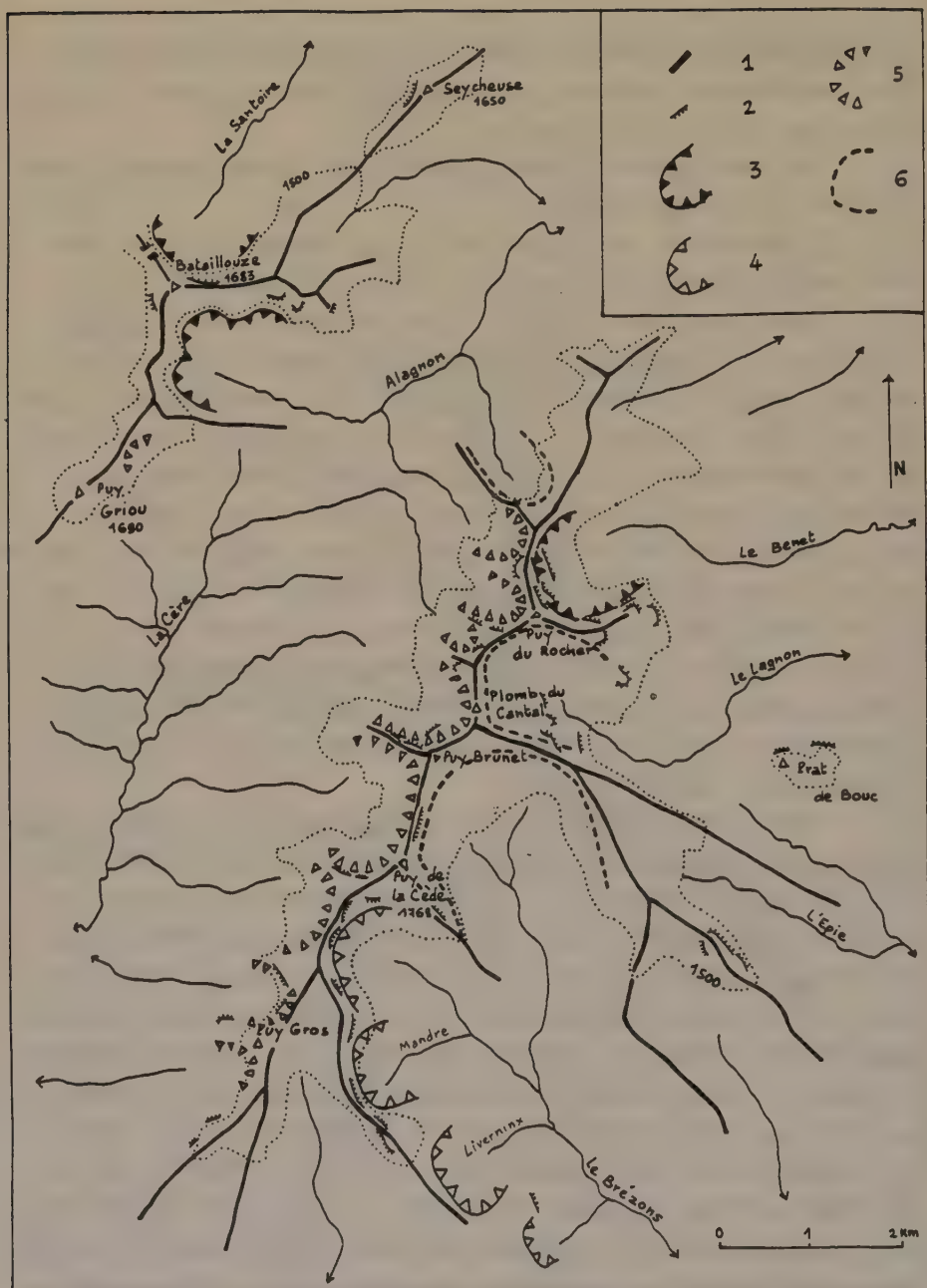
en étant proche des directions structurales des hautes vallées du flanc nord oriental du massif, l'orientation des deux cirques étudiés s'en sépare toujours légèrement.

- une inscription du cirque dans la ligne de crête laquelle prend alors une allure contournée.

- la présence de formations morainiques tardives dont les caractères seront étudiés plus loin dans le cours de l'exposé.

Ainsi, ces deux têtes de vallons méritent le nom de cirques glaciaires ; l'essentiel de l'aménagement des formes est l'oeuvre de la glace, même si le travail de l'érosion a été, comme partout, guidé par des données structurales favorables. On peut classer dans ce groupe des amphithéâtres ayant des caractères très proches comme ceux des hautes vallées du Mars et de la Petite Rhue de part et d'autre du Pas de Peyrol, celui de Font d'Allagnon, et celui de la Santoire (fig.109). Les formes sont un peu moins nettes, les planchers beaucoup plus bas et directement reliés au reste de la vallée ; cela tient à ce que l'essentiel du cirque a été dégagé dans des matériaux pyroclastiques et qu'aucune couche résistante n'a pu fournir un plancher en bloquant l'enfoncement, les coulées épaisses n'apparaissant qu'en bordure (cirque du Bois Mary).

Très proches de ce premier type, apparaissent de petits cirques perchés sans formations morainiques tardives. Ils sont de taille beaucoup plus petite (inférieure au kilomètre) et présentent une orientation de Nord à Nord-Est ; ils sont nettement suspendus au-dessus des principales vallées et se localisent toujours en position d'abri par rapport à de petits éléments topographiques plans. Comme les secteurs plans liés aux sommets de planèzes sont rares dans la partie centrale du Cantal, ce type de cirque est peu représenté. Le plus bel exemple se situe sur la rive droite de la haute vallée du Brezons à l'amont de Lustrande (fig. 110). A partir du col de Chèvre, la crête étroite qui vient du Plomb du Cantal s'élargit en un plateau triangulaire aux formes douces, étalé de la Vacherie du Siniq à la Montagne de Marfonds. Son rebord oriental est interrompu brutalement par les échancrures de cinq petits cirques correspondant à l'aménagement des sources du Brezons et des ruisseaux de Mandre, Liverninx, Inchastang et du Louvatier.



Leur taille diminue de l'intérieur du massif vers l'aval et l'altitude du plancher passe de 1400 m à 1100 m.

Deux autres petits cirques de ce type existent ailleurs : l'un immédiatement au pied oriental du Puy Violent, au-dessus du ruisseau de la Bouige, l'autre au Sud du Puy Chavaroché. Des ébauches d'entailles similaires existent au Nord et à l'Est du Roc des Ombres.

Le troisième type correspond à de simples réaménagements par la glace des têtes de vallons. On les trouve surtout en bordure des grandes dépressions volcano-tectoniques comme au pied de la crête du Plomb du Cantal, en rive gauche de la Cère. Les ravins perpendiculaires à l'axe de la vallée sont pour l'essentiel taillés dans la brèche ; seule, la partie haute de leur bassin-versant a été modifiée morphologiquement : tracé en croissant, versants redressés passant parfois à de véritables corniches quand ils s'appuient sur les roches massives des coulées. La présence de la brèche, les pentes fortes, une exposition mauvaise se conjuguent pour expliquer l'absence de plancher et de formations morainiques bien localisées. Les pentes prennent l'allure de longs versants réglés, légèrement raidis vers le haut. Les portions de versants ainsi retouchés par la glace se situent toujours au-dessus de 1500 m d'altitude.

Un quatrième type de "cirques" peut être défini à partir des amphithéâtres situés au Sud-Est du Plomb du Cantal et du Puy Brunet. Ils ont des formes "en van" très vastes, supérieures au kilomètre en largeur et en longueur ; ils présentent des versants doux sans plancher et sans mur nettement définis. Le creusement a été très faible puisque leurs parois correspondent localement aux écoulements pyroclastiques andésitiques, en particulier ceux du Puy du Rocher pour le cirque

Fig. 110 : Localisation et morphologie des cirques glaciaires du Cantal-secteur du Puy Mary.

1. ligne de crêtes. - 2. principales corniches ou ruptures de pentes marquées. - 3. grands cirques avec formations morainiques tardives. 4. petits cirques suspendus sans formations morainiques. - 5. simples réaménagements par la glace en têtes de ravins. - 6. Grands amphithéâtres d'origine structurale retouchés modestement par les glaces.

des sources du Lagnon. De loin en loin, quelques coulées trachy-andésitiques interstratifiées ont été entaillées donnant de petites corniches. Les matériaux glaciaires y sont abondants mais sans que l'on puisse faire la part d'épisodes tardifs en liaison avec des glaces de cirque bien localisées.

Avec une telle étude, on se rend compte que la place occupée dans le coeur du massif du Cantal par les cirques glaciaires vrais est importante. C'est le secteur Plomb du Cantal qui est le plus marqué, sans doute en raison des altitudes élevées et de l'aspect plus massif du relief. Cette étude préliminaire est indispensable pour qui veut comprendre la répartition des formations d'origine froide tardives dans la mesure où le fonctionnement des paléodynamiques s'est effectué dans les cadres topographiques ainsi définis.

C- L'évolution des versants en conditions fini-glaciaires et périglaciaires héritées dans le coeur du massif.

Entre les constructions morainiques décrites dans les grandes vallées par Y.Veyret, et le fond des cirques, nulle part ne se voient des traces d'accumulations morainiques intermédiaires marquant des stades de poussée. Le meilleur exemple en est donné par la vallée de la Santoire dont le fond très large ne recèle que des bouchons de matériaux liés à des culots de glace morte (Le Monteil) ou d'immenses remplissages fluvio-glaciaires ("Lac" de Dienne). Dans le cas des hautes vallées de l'Allagnon et de la Cère, de puissants éboulements ont tellement modifié l'allure des versants qu'il est impossible de se faire une idée certaine sur la présence ou l'absence d'arcs morainiques tardifs.

En revanche, au fond des cirques et au pied des crêtes principales les plus centrales, dans des conditions particulières d'abri, se sont créées et conservées de belles accumulations tardives. Certaines

sont incontestablement morainiques, d'autres liées à de simples névés ; toutes les transitions possibles existent entre les véritables moraines et les simples éboulis flués. Les plus beaux exemples peuvent être relevés au pied de la crête qui s'étend du Pas de Peyrol au sommet de Peyre Arse et près de celle qui relie les Rochers de Chamalières au Puy du Rocher.

1- L'exemple de la crête Pas de Peyrol-Peyre Arse (fig. 111).

Cette crête grossièrement orientée Ouest-Est, est en fait légèrement arquée, son tracé en plan ayant l'allure d'un gigantesque U ouvert vers le Nord. La crête secondaire des Burons d'Eylac au Col de Serre le découpe en éléments, façonnant de grands amphithéâtres ouverts vers le Nord et séparés par des lignes de crêtes à orientation méridienne. D'Ouest en Est, on a ainsi les cirques des sources de la Rhue, de l'Impradine et du Col de Cabre. La crête est étroite et élevée : du Puy Mary (1785 m) au Peyre Arse (1806 m), elle s'abaisse rarement en-dessous de 1600 m. Elle délimite, sur ces flancs exposés au Nord et à l'Est, des secteurs que l'on peut classer parmi les plus enneigés de tout le massif : la suralimentation par les vents chasse-neige y est peu efficace en l'absence d'éléments topographiques plans vers l'Ouest, mais la conservation de la neige est excellente en liaison avec l'orientation nord et nord-est. C'est ici, en particulier sur le flanc nord du Puy Mary, que l'on trouve les congères qui durent le plus longtemps en été, très souvent jusqu'au début septembre.

Pour faciliter la présentation, il convient de distinguer deux secteurs géographiques : le cirque de l'Impradine et Peyre Arse.

a/ Le cirque de l'Impradine, protégé par les hauts versants du Puy Mary et de la Brèche de Rolland, est un bel amphithéâtre ouvert au Nord/Nord-Ouest, dont le plancher à 1400 m domine de près de 200 m la haute vallée en berceau de l'Impradine (fig. 112 A). Ses formes sont taillées dans les coulées de trachy-andésite qui dominent ou s'intercalent dans la brèche. Sans posséder un surcreusement bien marqué, le plancher assis sur une coulée trachy-andésitique, est légèrement barré à l'aval, vers les burons d'Eylac, par un verrou entaillé

Fig. 111 : Les formations tardiglaciaires dans la région Puy Mary - Peyre Arse.



de quelques mètres par le ruisseau qui draine le cirque. Au fond du cirque, on relève deux petites accumulations morainiques longitudinales, orientées Nord-Sud, mises en place en fonction d'un glacier n'occupant plus que la partie occidentale de la cuvette, juste au pied de la face orientale du Puy Mary (fig. 111). Un peu vers l'Est, on retrouve deux accumulations de même nature, plus trapues dans leur aspect, liées à la présence d'un petit appareil glaciaire logé sous la crête, de part et d'autre de la Brèche de Rolland. Ainsi, lors de la toute dernière phase froide, deux petits appareils glaciaires, sans doute non jointifs, se partageaient le fond du cirque de l'Impradine. En avant, autour du verrou des Burons d'Eylac, une sorte d'empatement morainique assez large se lit bien, témoignant d'un épisode plus ancien où tout le cirque de l'Impradine était encore couvert de glace.

Vers l'Est, au-delà de la Brèche de Rolland jusqu'au col coté 1632, s'étend, parallèlement au pied de la crête, une accumulation non continue formée de matériaux locaux très hétérométriques. Trois hypothèses sur sa nature peuvent être avancées :

- l'aspect rectiligne, la petite taille de la formation font songer à des "protales ramparts" créés à partir de névés alignés sous la corniche terminale,

- la taille du creux entre la crête et le dépôt peuvent inciter à y voir une véritable moraine, mais en l'absence de traces de poussées, il vaut mieux renoncer à une interprétation faisant appel à un vrai glacier de cirque,

- on peut aussi invoquer le fluage en masse de la base des cônes d'éboulis simples couvrant le versant, les matériaux se bloquant tous à peu près à la même distance de la corniche. Dans ce cas, l'aspect de la formation devrait être plus chaotique et les différents paquets auraient dû glisser séparés les uns des autres.

Il est vraisemblable que l'hypothèse à retenir soit la première mais la difficulté à trancher témoigne bien que l'on est ici en présence de formes de transition, une dynamique pouvant être relayée par une autre, et la formation finale être la résultante de plusieurs effets.

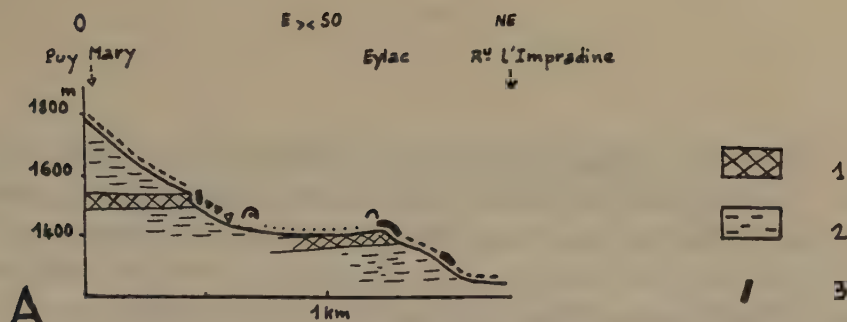
En arrière des formations que nous venons de décrire, les versants sont tapissés de grands tabliers d'éboulis aux formes classiques, dont l'agencement est perturbé par la présence d'énormes blocs plurimétriques, surtout formés de brèche. Ces blocs sont liés à de petits éboulements provoqués, sur les parois des corniches, par des phénomènes de décohé sion tardifs ; certains de ces blocs se sont incorporés aux tabliers d'éboulis, d'autres sont allés rouler au-delà du pied du versant sur le plancher des cirques comme dans le cas de l'Impradine où ils sont bien visibles. Progressivement, la corniche est réduite et des versants réglés se mettent en place ; ce "réglage" est presque parfait vers l'Est, particulièrement là où n'existe pas de protalus ramparts, mais il devient beaucoup moins poussé vers l'Ouest et les corniches y apparaissent encore avec une grande netteté. Tout se passe comme si les phénomènes périglaciaires liés au gel seul avaient fonctionné beaucoup plus longtemps vers l'Est que vers l'Ouest ; le départ tardif des glaces dans la partie occidentale du cirque de l'Impradine a laissé un laps de temps trop court aux phénomènes périglaciaires (s.s.) pour assurer la totale régularisation des versants. Ajoutons que les roches plus massives vers l'Ouest, rendent la cryoclastie moins efficace dans ce secteur.

Le versant sud de la Brèche de Rolland, au-dessus de la vallée de la Jordanne, est lui beaucoup plus simple : l'aspect est celui d'un long versant régularisé interrompu ça et là par quelques chicots rocheux et petites corniches non encore entièrement recoupées qui correspondent à l'affleurement des coulées trachy-andésitiques ; de petits tabliers de blocs se logent au pied de la crête sommitale et des ressauts rocheux.

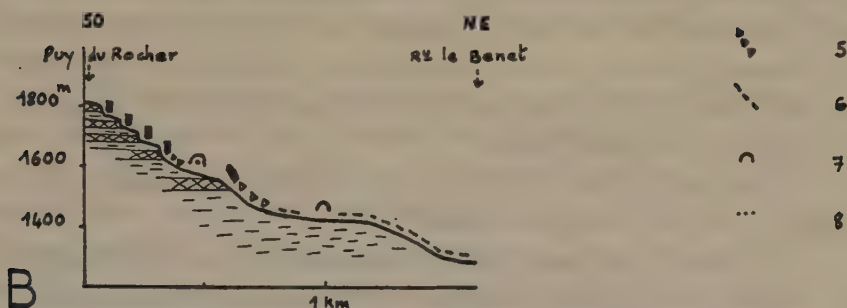
Le contraste est donc grand entre les versants Nord et Sud dans ce secteur des sources de l'Impradine :

- contraste climatique : l'exposition au sud, en raison du grand nombre de cycles gel-dégel, favorise la gélifraction tandis qu'au nord, la neige et l'englacement tardif ont en quelque sorte joué un rôle protecteur.

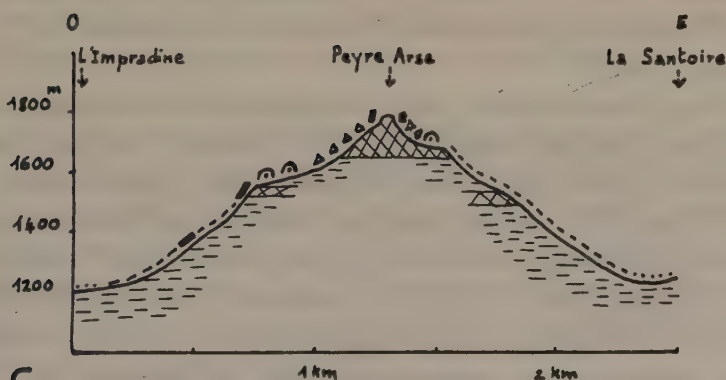
- contraste structural : l'extension plus grande des coulées trachy-andésitiques vers le Nord a favorisé la création de "planchers" sur lesquels les formations ont pu se maintenir.



Coupe à travers le cirque de l'Impradine.



Coupe à travers le cirque des sources du Benêt.



Coupe à travers la crête de Peyre Arse.

Fig. 112 : Représentation schématique des versants dans la région

Puy Mary - Peyre Arse.

1. trachy-andésite. - 2. brèche volcanique. - 3. affleurement de roche en place. - 4. formation morainique ou protalus rampart bien localisé. - 5. éboulis. - 6. formation de versant généralisée de type revêtement à blocs. - 7. formation morainique d'identification difficile. - 8. comblement d'ombilics ou de fond de vallée.

b/ Le sommet de Peyre Arse, quant à lui, se présente en plan comme une sorte de grand triangle isocèle à base étroite regardant vers le Sud, les deux autres côtés faisant face l'un vers le Nord Ouest, l'autre vers l'Est/Sud-Est. Il est formé de coulées de trachy-andésite, pratiquement horizontales, séparées par des niveaux plus ou moins épais de "brèche" (fig. 112 C). Certaines de ces coulées bien conservées forment un véritable piédestal autour de la crête principale, beaucoup plus large et bas vers l'Ouest, plus étroit et plus haut vers l'Est. C'est grâce à ce piédestal qu'ont pu être conservées les formations d'origine froide.

Comme le montrent les fig. 111 et 112, ces accumulations se présentent sous des formes diverses.

A l'Ouest, deux beaux arcs morainiques interrompus au-dessus de la vallée de l'Impradine enserrent une "dépression" dans laquelle se logent des accumulations ayant l'aspect d'énormes langues de matériaux en vrac ; enracinées au fond des "cirques", ces accumulations ont un aspect convexe en travers et se terminent brusquement vers l'aval par un front à pente forte (30°) dominant de 40 à 50 m les terrains voisins. Tout à l'intérieur de la dépression, les versants sont drapés d'épaisses nappes d'éboulis de gravité recouvertes de sols et de végétation.

Les deux accumulations arquées, bien détachées de la paroi ne peuvent être que d'origine morainique et correspondent à deux glaciers de cirques calés au pied de la crête dans deux petits amphithéâtres atteignant 3 à 400 m de large et autant en longueur. Ces deux glaciers tardifs étaient localisés à l'abri de la crête la plus haute (plus de 1700 m et atteignant 1806 m) et là où le piédestal autour de la crête principale est le plus large. L'interruption brutale des arcs au-dessus de la vallée fait problème et permet d'envisager les relations avec l'englacement général. Deux hypothèses se présentent à l'esprit :

- la vallée de l'Impradine lors de la création de ces petits arcs morainiques était déglacée et le glacier de cirque, suspendu, est venu baver au-dessus du versant raide sur lequel il a étalé ses matériaux. Ces matériaux se sont mêlés aux dépôts de versants et il est aujourd'hui impossible de les repérer sur le terrain.

- la vallée de l'Impradine était encore complètement englacée

et le glacier de cirque venait buter contre le chenal de glace principal. L'extrémité aval de l'arc morainique a donc été emporté et redistribué par le flux principal de glace ou par un organisme d'eau de fusion glaciaire.

Cette deuxième hypothèse semble meilleure que la première pour expliquer la troncature brutale. Elle permet de relier le fonctionnement des petits cirques suspendus à un englacement encore important dans les vallées.

Les accumulations internes aux arcs morainiques témoignent en faveur d'un épisode plus récent. Leur disposition fait songer à une sorte de glacier couvert ayant légèrement flué vers l'aval. Les glaces logées au fond des "amphithéâtres" devaient être vite couvertes par des matériaux détachés des versants par une cryoclastie active qui s'exerçait intensément sur des roches très favorables (brèches, bordure des coulées trachy-andésitiques). Peut être des phénomènes de glissement en masse des matériaux accumulés sur les versants ont-ils pu ajouter leurs effets à celui de la glace. Pour cet épisode tardif, les processus en cause sont en marge des processus purement glaciaires et des processus périglaciaires, ce qui fait l'originalité de l'évolution dans ces milieux climatiquement marginaux et rend toute interprétation tranchée très délicate.

On peut d'ailleurs imaginer deux épisodes bien distincts ou au contraire un passage plus graduel entre les deux épisodes, le glacier blanc de cirque ayant créé le bel arc frontal devenant progressivement à la fin de la même période un glacier noir. La nette séparation topographique et les phénomènes de lavage qui existent entre les deux formes font plutôt pencher pour l'hypothèse de deux épisodes séparés dans le temps.

Vers le Nord, toujours en orientation Ouest, quand la crête devient plus basse (ne dépassant pas 1740 m) et la banquette structurale moins large, une seule accumulation s'inscrit parallèlement à la ligne des sommets. Il s'agit d'une accumulation allongée (500 m), formée de blocs énormes, la plupart plurimétriques, d'origine locale (panneaux entiers de coulées ou pans de brèche). Elle est séparée du

reste du versant par une sorte de sillon et, entre elle et la crête, s'intercalent de magnifiques éboulis plus tardifs. Faut-il faire de cette accumulation un épisode d'éboulis ancien, les blocs étant allés loin par le seul effet de la gravité, ou bien faut-il envisager entre la crête et le dépôt un névé sur lequel les blocs auraient glissé? Cette deuxième hypothèse a le mérite d'expliquer le creux important qui existe entre la crête et la formation, creux en partie comblé aujourd'hui par les éboulis tardifs, et le hiatus qui existe entre éboulis anciens et tardifs. De toute évidence, ce ne peut être exactement la même dynamique qui a nourri éboulis interne et formation externe. Pour cette formation externe, en l'absence d'une matrice fine abondante et en raison de la localisation, le glissement sur une couche de glace s'impose. La formation peut être interprétée comme un "protalus rampart".

Sur le versant opposé, face à l'Est, on ne trouve qu'un type de formation : il s'agit d'accumulations longitudinales logées à quelque distance de la crête (100 à 150 m) sur un replat structural peu large. Formées de matériaux en vrac, de toute taille, avec parfois d'énormes amas plurimétriques, elles font songer là aussi à des formes intermédiaires entre de simples "protalus rampart" rectilignes et des "croissants de névés" légèrement arqués. Vers l'intérieur, le creux qui les sépare de la crête est incomplètement comblé par de vastes éboulis. A leur pied, les longs versants au-dessus des sources de la Santoire sont en partie réglés.

Enfin, la face sud de Peyre Arse, au-dessus de la Jordanne, présente de longs versants rectilignes couverts d'une mince couche de matériaux géliflués.

2- L'exemple de la crête Rochers de Chamalières - Puy du Rocher.

La figure 113 montre les formations rencontrées le long de la crête Rochers de Chamalières-Puy du Rocher. Au pied de la corniche des Rochers de Chamalières s'inscrivent deux beaux arcs morainiques bien convexes, épais d'une bonne dizaine de mètres ; ils sont séparés de l'escarpement rocheux par de grands éboulis auxquels se mêlent de gros blocs éboulés ; ils sont précédés vers la vallée du Benet par un

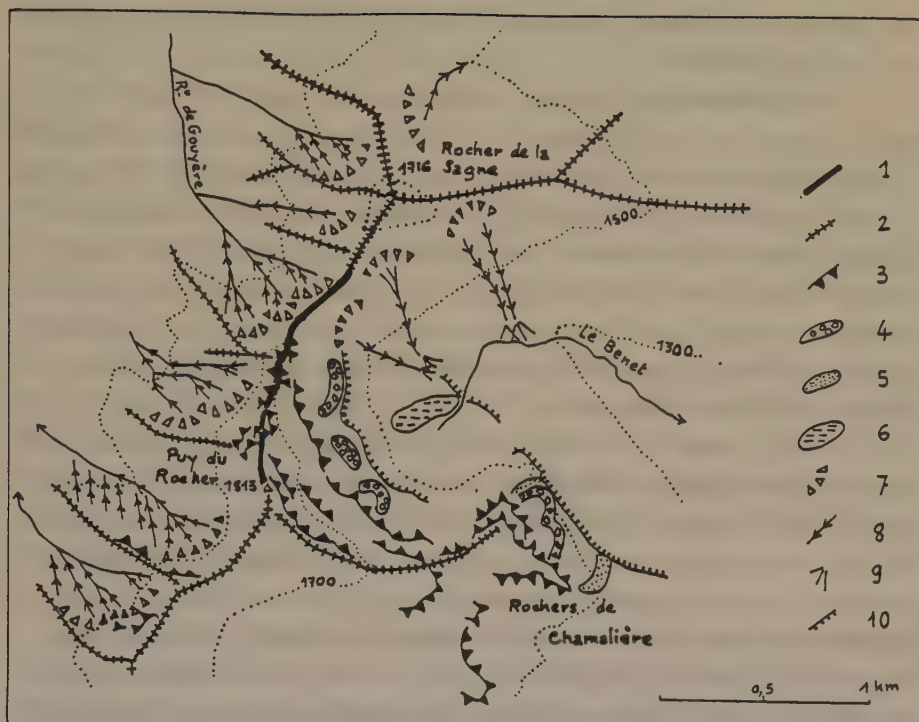


Fig. 113 : Les formations tardiglaciaires dans la région Puy du Rocher - Rochers de Chamalières.

1. crête étroite. - 2. interfluve étroit et convexe. - 3. corniche rocheuse bien marquée. - 4. moraines les plus récentes. - 5. moraines plus anciennes. - 6. formations morainiques d'identification difficile. - 7. encoche de versant liée à des névés tardiglaciaires. - 8. chenal tardiglaciaire. - 9. petits cônes de déjection liés aux chenaux tardiglaciaires. - 10. rupture de pente marquée, sans corniche.

arc beaucoup plus vaste interrompu comme celui de Peyre Arse, au-dessus des versants raides.

Des formations semblables occupent le cirque des sources du Benet au pied du Puy du Rocher : sur un replat structural de 150 m de large, situé entre 1550 et 1600 m, dans le secteur le mieux abrité par la haute crête du Puy du Rocher, on remarque trois petits arcs morainiques disposés côte à côte ; sur le plancher du cirque, une longue accumulation d'interprétation difficile pourrait bien être une accumulation morainique plus ancienne. Tous les versants du cirque sont en cours de régularisation et montrent de beaux éboulis au pied de chaque ressaut de roche dure.

Tout comme entre le Puy Mary et Peyre Arse, on reconnaît plusieurs stades tardifs d'occupation glaciaire. Dans un premier temps, tandis que la vallée du Benet est encore pleine de glace, les versants latéraux sont déglacés et seul subsiste, au pied des Rochers de Chamalières, un petit appareil responsable de l'arc interrompu. Les moraines mal venues situées dans le cirque témoignent d'un stade court où un petit glacier, stagnant sur place, a été plus ou moins couvert de débris. Enfin, les accumulations les plus internes sont liées à de tout petits appareils logés au pied des crêtes.

Le versant occidental de la crête qui s'étend au Nord du Puy du Rocher est constitué d'une série de petits bassins de réception. Toutes les extrémités amont ont été réaménagées et présentent une légère dissymétrie : les versants immédiatement au Nord des crêtes secondaires possèdent des pentes plus raides que ceux qui regardent vers le Sud. Associés à ces pentes plus fortes, on trouve de nombreux chenaux peu fonctionnels aujourd'hui, mal reliés au réseau général, dont la distribution spatiale accentue encore la dissymétrie des formes de détail sur le versant. Ces "encoches de versants" en forme de petits croissants sont liées à l'existence de névés tardifs contemporains des glaciers de cirque du versant tourné à l'Est. La localisation préférentielle et le raidissement du versant sous le vent ne laissent guère de doute quant à l'origine paléoclimatique de la formation. Ces névés se sont maintenus seulement sous les crêtes secondaires en exposition Nord à Nord-Ouest, là où l'alimentation et la conservation de la neige étaient la meilleure. Mais les pentes.

fortes et un bilan d'enneigement faible en période fini-glaciaire font qu'il n'y a jamais eu là de véritables glaciers de cirque et que le réaménagement morphologique des bassins de réception demeure incomplet.

On remarque, liés à ces névés tardifs, des chenaux en forme de baquets qui se terminent par de petits cônes de déjection situés à divers niveaux, sur le versant ; seuls ceux qui sont liés aux plus grosses possibilités d'alimentation en neige atteignent l'axe des talwegs.

En dehors de ces "encoches", les versants de tous les petits bassins-versants orientés vers l'Ouest sont en partie réglés et couverts de formations hétérogènes d'origine gélifluidale peu épaisses. Ce type de formation se retrouve sur les petits éléments plans qui élargissent la crête au Sud du Puy du Rocher et autour du Rocher de la Sagne des Porcs au Nord.

Si nous avons insisté, avec autant de détails, sur ces formes et formations fini-glaciaires, c'est parce que les deux exemples choisis ont une valeur générale pour tous les versants du coeur du Cantal. On retrouve, en effet, une distribution semblable chaque fois que les mêmes conditions topographiques, structurales et microclimatiques sont réunies : grands cirques, superposition roches massives/brèches volcaniques, orientation au Nord ou à l'Est. Des observations identiques auraient pu être faites dans le cirque qui est au Sud du Puy de la Cède, dans celui qui est à l'Ouest du Puy Brunet, ou même juste au Sud du Plomb du Cantal.

3- Reconstitution des paléodynamiques et chronologie.

Dans les différents exemples étudiés, les formations liées à des dynamiques froides tardives, glaciaires ou périglaciaires, représentent peu de volume par rapport à l'espace cantalien. Ce ne sont que de petits "ourlets" logés au pied des crêtes, simples détails à l'échelle des grands systèmes de vallées et des cirques. Toutefois, elles revêtent une grande importance pour ce qui est de la reconstitution des paléodynamiques et de la chronologie tardiglaciaires.

Les paléodynamiques correspondent à des conditions paléoclimatiques qui ont oscillé entre un glaciaire résiduel (au fond des cirques), un glaciaire "moribond" et un périglaciaire franc. Après un recul extrêmement brutal des glaciers dans les grandes vallées, on peut concevoir une courte stagnation au niveau du verrou des Burons d'Eylac ou du plancher du cirque des sources du Benet, avec une glace devenant progressivement couverte, expliquant la répartition diffuse des matériaux morainiques à ces niveaux, puis à nouveau une fonte rapide jusqu'au fond du cirque. Ensuite, à l'abri des crêtes, en fonction de conditions topoclimatiques favorables, de petits glaciers ont pu subsister un peu plus longtemps tandis que sur les versants voisins dominaient des conditions purement périglaciaires. Les transitions entre les différentes formations de même âge s'expliquent aussi par des changements structuraux : glaciers couverts au pied des parois les plus finement diaclasées, "protalus ramparts" là où l'écartement des fissures est plurimétrique. Les arcs morainiques interrompus de Peyre Arse et des Rochers de Chamalières sont contemporains d'une phase plus ancienne où les vallées principales étaient encore en partie occupées par les glaces tandis que les sommets des versants, dégagés, ne possédaient plus que des petits glaciers localisés. Les formations étudiées ne témoignent pas en faveur de phases de réavancées des glaciers mais plutôt de stades d'arrêts tardifs. Il convient d'insister sur la coexistence des ambiances glaciaire et périglaciaire selon les sites, sauf lors du tout dernier épisode où l'ensemble des versants évolue en condition périglaciaire.

La chronologie pose un problème de reconstruction beaucoup plus délicat en l'absence de repères sûrs. Certes, les différents épisodes se situent tous après le Maximum glaciaire, mais il est difficile de raccorder chacun avec les différentes étapes du Tardiglaciaire. Si l'on suit la chronologie proposée par Y. Veyret (1978), les arcs morainiques de Peyre Arse et celui des Rochers de Chamalières seraient contemporains du dernier épisode d'englacement important de la vallée, celui qui a été daté du Dryas ancien. L'épisode interne de Peyre Arse, les nombreux "protalus ramparts" qui jalonnent la crête et les petits arcs internes de l'Impradine et du Puy Rocher seraient alors contemporains du Dryas moyen, les éboulis les plus récents trouvant leur place au Dryas récent. Si au contraire, on tend à vieillir la datation proposée par

Y. Veyret, on pourrait placer l'épisode avec glace de vallées et glaciers de cirques suspendus, entre l'interstade de Laugerie (encore froid) et celui de Lascaux (franchement tempéré et humide), (Arl. Leroi-Gourhan, 1980). Les arcs morainiques internes et les "protales ramparts" seraient alors à replacer au Dryas ancien, les éboulis de fond de cirque fonctionnant au Dryas moyen et récent.

Tout ceci reste donc du domaine de l'hypothèse. Ajoutons que le problème de la datation, même relative, des éboulis est encore compliquée par deux phénomènes :

- l'âge des formations de versants peut varier d'un secteur à l'autre en fonction de conditions locales. Sur les pentes exposées au Sud, les éboulis ont fonctionné pendant un temps très long, alors même que des conditions glaciaires demeuraient encore en exposition nord. De même, ils ont fonctionné de part et d'autre des protalus, au moment où ceux-ci étaient en cours d'édification.

- certains des éboulis du fond des cirques de l'Impradine et des sources du Benet sont encore en partie vivants aujourd'hui et ils continuent à être légèrement alimentés en blocs tous les hivers, en dépit de leur couverture végétale. Ainsi, le fonctionnement des éboulis peut être très long et on peut le concevoir ponctué d'arrêts dans la fourniture et de reprises des apports (Tardiglaciaire ? Petit Age glaciaire ? Actuel ?) sans qu'il y ait de modifications fondamentales dans l'aspect morphologique de la formation. Les éboulis représentent toujours un bilan dans lequel il est difficile d'établir, de lire les étapes multiples.

En l'état actuel de nos connaissances, il est encore nécessaire d'en rester à une chronologie relative. Le vieillissement de la datation proposée par Y. Veyret permet de mieux corrélérer les épisodes cantaliens avec ceux du Mont Lozère : l'étape avec glace de vallées et cirques suspendus correspondrait au stade marqué par les glaciers rocheux du Sud du Mont Lozère.

D- L'évolution des versants en conditions périglaciaires héritées en dehors du coeur du massif.

Formes et formations héritées liées au gel et à la distribution de la neige sont relativement nombreuses dans l'ensemble du Massif du Cantal, mais toutes n'ont pas la même valeur quant à la signification paléoclimatique. A conditions climatiques égales tous les milieux morphologiques ne se prêtent pas de la même façon à l'exploitation par les principaux processus.

1- Conditions générales liées aux milieux topographiques.

La plus grande partie des planèzes, surface plane ou légèrement ondulée, est peu favorable au maintien de la neige, laquelle est balayée et ne s'accumule qu'en profitant des moindres creux ou abris ; de même le gel, bien qu'il puisse pénétrer dans le sol en l'absence de couverture nivale, n'a que peu d'effet sur des coulées aux prismes verticaux bien engrenés et le plus souvent, en raison d'un nettoyage défectueux, recouverts de formations superficielles et de sols. Les longs versants taillés dans la brèche subissent davantage les actions du gel mais les résultats de l'action sont difficiles à appréhender en raison de l'hétérogénéité du matériau : les formations, sans caractère net, sont disséminées partout et les formes vite détruites. Les difficultés d'identification sont importantes : un bon exemple en est donné sur le versant rive gauche du ruisseau de Prat de Bouc, le long de la route entre le col et le village de la Sagnette où formations morainiques, formations périglaciaires et parfois brèche en place se distinguent mal.

Les secteurs les plus favorables à l'observation sont les bordures de coulées surtout lorsqu'elles sont superposées ou intercalées dans la brèche. L'abondance des prismes et des joints de toute sorte rend facile le découpage de la coulée ; l'hétérogénéité de la brèche, la présence de couches plus argileuses favorisent les venues d'eau et par conséquent les mouvements de masse ou la pénétration du gel. C'est donc surtout dans les grandes vallées que l'on peut mettre en évidence une évolution de type périglaciaire.

2- Evolution des corniches rocheuses.

Fréquentes sont les formations périglaciaires localisées au pied de corniches ou de chicots rocheux isolés. Ainsi, de belles ceintures d'éboulis frangent les coulées-dômes de phonolite alignées selon une direction méridienne dans le Nord-Ouest du massif. Les plus beaux exemples sont donnés par le Puy Griou et ses voisins Griounou et Puy de Lusclade, mais on les retrouve beaucoup plus au Nord dans la région de Riom-ès-Montagne, en particulier entre Trizac et Menet. D'une manière générale, les blocs anciennement détachés ont été éparpillés dans les formations morainiques au sein desquelles ils servent de marqueurs (J. Varet, 1970). Seuls les blocs détachés postérieurement au déglacement total des planèzes sont restés en manteau au pied des corniches. Leur importance, en particulier pour le Puy Griou, nous permet de mesurer la puissance de la gélifraction pendant le Tardiglaciaire et même, dans certains cas, antérieurement car il est à peu près sûr que certains pitons ont fonctionné en "horn" lors du Maximum glaciaire (Puy Mary, Puy Griou). La plupart des corniches basaltiques ont, elles aussi, leur pied frangé de talus de blocs.

Selon l'ancienneté du fonctionnement et les possibilités de dynamique locale les formations ont été redistribuées sur le versant. Toutes les transitions existent depuis l'éboulis de gravité simple, l'éboulis flué à bourrelet, le tablier de blocs, jusqu'aux "protales ramparts". Les premiers sont disposés au gré des affleurements de roches massives autour des planèzes ; les éboulis flués et les tabliers de blocs sont beaucoup plus répandus, souvent sur des versants dont les corniches ont été complètement oblitérées ; enfin, les "protales ramparts" ont une signification climatique plus marquée : ils impliquent la présence de véritables névés, aussi sont-ils beaucoup moins répandus. Un bon exemple de "protales rampart" extérieur au coeur du massif, peut être observé au pied de la corniche basaltique qui borde la planèze au-dessus de la Chevade à l'Haut-Mur, près de Murat.

La valeur paléoclimatique de ces formations est importante. Certes, les dispositions structurales encourageant les phénomènes de décohésion sont favorables (bordure de coulées, prismation régulière, présence de diaclases ouvertes), mais le rôle de la macrogélifraction

est indiscutable. C'est le gel qui, par l'intermédiaire de coins de glace, a débité la bordure des corniches selon la prismation mais aussi selon des directions beaucoup plus virtuelles à l'intérieur des prismes. La discussion concernant le problème de l'action du gel sera reprise plus loin mais d'ores et déjà, on peut affirmer qu'une telle gélifraction témoigne en faveur de conditions climatiques finiglaciaires et tardiglaciaires particulièrement rudes. La présence de névés nécessaires à la formation des "protalus ramparts" va dans le même sens.

Combien y a-t-il eu d'épisodes de gélifraction avec création de petits champs de blocs après le départ des glaces ? La question est difficile. Quelques exemples permettent d'apporter une réponse.

A Brugiroux près de Murat (Cantal) au pied de l'éboulis du point coté 1261, une petite carrière laisse voir la succession verticale représentée sur la fig. 114 :

- au sommet, sur 1,2 - 1,5 m un éboulis à structure complètement open-work, à gélifractions basaltiques de taille petite, les plus grossiers vers le haut mais sans véritable granoclasement.

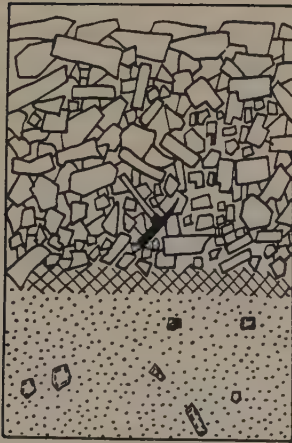
- au-dessous, un dépôt de pente avec une matrice fine abondante (80 %) et quelques petits blocs présentant tous une forte altération de type "sonnenbrenner" (taches de soleil) ; quelques blocs sont réduits à l'état de fantômes. Cette formation est ravinée par la précédente.

- entre les deux, la formation est fortement enrichie en matière organique.

Il y a là deux épisodes distincts, présentant des dynamiques différentes (simple éboulis en surface, formation gélifluée en profondeur) mais pas forcément très décalés dans le temps, l'altération des basaltes dans une matrice fine riche en eau, pouvant être rapide.

On retrouve une disposition semblable sur le versant oriental du Rocher de Laqueuille près de Dienne.

Près du Col de Néronne, au point 1160, sur le versant à regard sud qui domine la haute vallée de la Maronne, les deux formations superposées se ressemblent, matrice fine et blocs mêlés avec une légère organisation en lits grossiers ; elles sont séparées par un horizon riche en matière organique.



- | | | |
|---|---|-------------------|
|  | 1 | bloc sain. |
|  | 2 | bloc altéré. |
|  | 3 | matrice fine. |
|  | 4 | horizon humifère. |

Fig. 114 : Coupes dans l'éboulis de Brugiroux - Cantal.

Ainsi, en dehors du coeur du Massif du Cantal deux épisodes tardifs d'évolution des versants sont attestés et marqués par des processus froids : cryoclastie seule pour le plus récent, cryoclastie et gélifluxion pour le plus ancien.

3- Les formes et formations périglaciaires généralisées.

A côté des formations bien localisées de type éboulis ou "protalus ramparts", les versants du massif du Cantal portent des formations de pente plus diffuses dans l'espace et moins faciles à

caractériser. Elles correspondent aux formations définies comme formations gélifluées en terrain granitique. Ce sont des revêtements peu épais (de la dizaine de centimètres en haut de versant à quelques mètres au pied), formés d'un matériel en vrac mêlant des fines et des blocs de toute taille et dont l'origine est essentiellement locale. Comme on le verra plus loin, ces formations nécessitent une mise en place dans une ambiance froide, avec une bonne alimentation en eau.

A la différence de ce qui se passe dans les régions de socle non englacées, ces revêtements d'origine périglaciaire ne sont pas omniprésents sur l'ensemble des versants. A la surface des planèzes, il est pratiquement impossible de faire la part entre cette formation et la moraine de fond glissée lorsque cette dernière est de composition uniforme sur le plan pétrographique. De même, au fond des grandes vallées, l'essentiel du remplissage est fluvioglaciaire et, sur les bords, là où il se mêle avec les formations de pente, l'observation est difficile. La plupart des matériaux accumulés au fond trouvent leur origine dans des apports longitudinaux et non pas dans des venues immédiatement latérales. Sur les versants eux-mêmes, les revêtements sont souvent incomplets, très tributaires des conditions locales. Forcément postglaciaire, ce type de revêtement est ici plus discontinu et moins abondant que dans les autres régions étudiées.

Ainsi, sur la plus grande partie des versants, on trouve un revêtement périglaciaire local se mêlant à l'empâtement glaciaire généralisé dont il reprend les matériaux en les étalant. En bas de versant la couverture gélifluée s'épaissit et forme de longs raccords concaves qui rejoignent le fond plat des grandes vallées.

La mise en place de ces formations diffuses sur les versants (gélifraction, puis étalement des matériaux) tend à "voiler" les différents ressauts rocheux, créant des versants régularisés dont un bon exemple est donné par la vallée de la Santoire à l'aval de Dienne. Ce "réglage" est le plus souvent complet et ce n'est que dans le cas des corniches les plus importantes que le tiers supérieur des versants y échappe encore.

Au contraire, dans les parties les plus externes du coeur du massif, là où les glaces se sont retirées le plus vite, les irrégularités topographiques ont été légèrement accentuées par les processus

liés à la stagnation de la neige ou de névés. Ces réaménagements sont surtout visibles sur les planèzes. Comme partout ailleurs, cela conduit à agrandir des creux en créant une dissymétrie, le versant sous les vents d'Ouest-Nord-Ouest étant beaucoup plus raide. Lorsque ces accumulations de neige se sont accrochées sous les crêtes, elles ont pu créer, comme nous l'avons vu plus haut, de légères encoches. A ces légères entailles correspondent, sur le versant, de petits chenaux de quelques mètres de profondeur et de largeur et d'une centaine de mètres de longueur, se terminant par de petits cônes aplatis étagés à différents niveaux sur le versant. Mis en place par les processus associés à la fonte des névés, ils ne fonctionnent plus aujourd'hui sur toute leur longueur et seuls de petits secteurs sont encore vifs (congères locales).

4- Observations concernant l'évolution des formations morainiques les plus externes.

Deux caractéristiques des formations morainiques les plus externes méritent de retenir notre attention : leur recouvrement par des formations gélifluées à blocs et leur aspect compacté.

Les moraines externes, en particulier celles de l'Artense, ont été, le plus souvent dans leur partie supérieure, remaniées par des processus de type gélifluxion ou solifluxion. En Artense les glaces du Cantal rejoignaient celles des Monts Dore en un glacier de piémont ; les observations qui y sont faites sont valables pour les deux massifs.

A la Spouze (La Tour d'Auvergne : 624,8 ; 344,5) au pied d'un verrou, une coupe montre la superposition suivante fig. 115) :

- à la base, une moraine compactée
- par-dessus, un éboulis passant latéralement à une formation gélifluée à blocs.

Les caractères pétrographiques des deux formations permettent de les séparer facilement : homogénéité pour la formation supérieure, hétérogénéité pour la moraine.

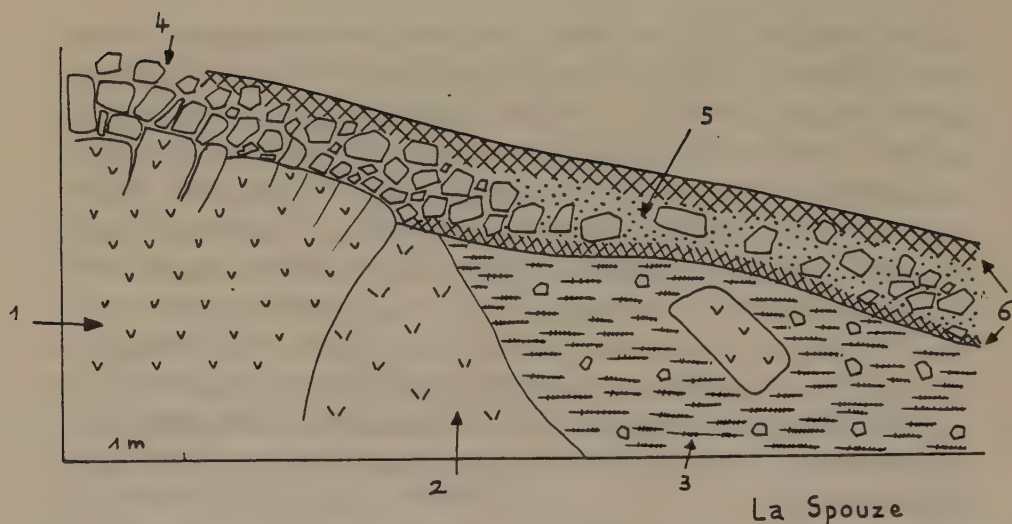


Fig. 115 : Coupe de la Spouze - Artense.

1. roche saine. - 2. roche altérée. - 3. moraine durcie et structurée. - 4. éboulis passant à une formation gélifluée à blocs. - 5. formation gélifluée à blocs. - 6. horizon humifère.

La plupart des moraines externes au massif du Cantal ont été ainsi remaniées en surface par des formations solifluées ou gélifluées. Ces formations de surface témoignent d'une importante évolution périglaciaire, postérieure au Maximum glaciaire. On les observe facilement en Artense, mais aussi dans le bassin de Neussargues. A la Spouze, un horizon humifère brun foncé situé entre la moraine et la formation à blocs de surface avait été interprété comme un paléosol (B. Valadas, 1981) mais il semble qu'il faut plutôt penser à une descente de matière organique à travers l'horizon caillouteux de surface, bloquée au contact de l'horizon compacté de profondeur et formant un horizon Bh.

L'aspect compacté des moraines est visible dans de nombreux cas. Le compactage du matériel formant les moraines fait songer à ce qui a été décrit sous le terme de "crassin" par B. Van Vliet-Lanoë et J.C. Flageollet (1981) sur les moraines des Vosges. On retrouve en effet en Artense, outre l'extrême compaction, une structure lamellaire

marquée, (lames de 4-5 cm en Artense, de 1 à 2 cm près de Neussargues) et la présence de coiffes argilo-limoneuses à la partie supérieure des éléments lithiques de toute taille, inclus dans la moraine. On peut reprendre ici les conclusions avancées par l'un des auteurs (B. Van Vliet-Lanoë) et voir dans le compactage la conséquence de l'action répétée de ségrégation de glace en lentilles dans la masse de la formation. Il faut donc envisager une période périglaciaire à gel-dégel profond postérieurement au départ des glaces. Dans certains cas le froid a dû être sévère, proche de conditions à pergélisol dans la mesure où la partie compactée prend des allures de fragipan. Cette période a été elle-même suivie d'une période froide permettant la gélifraction des corniches et l'étalement des matériaux par gélifluxion.

CONCLUSION ET PROPOSITIONS POUR UNE CHRONOLOGIE.

Dans la mesure où le Cantal a connu un englacement généralisé tardif, les observations concernant les formations périglaciaires ne peuvent nous renseigner que sur les phases les plus tardives de la Dernière période froide (tableau IX). Si l'on admet, comme nous l'avons vu après l'étude des formations du coeur du massif, que les vallées étaient encore fortement englacées entre les stades de Laugerie et de Lascaux, vers 18 000 BP, c'est sans doute à ce moment là qu'il faut placer la structuration par un froid marqué des moraines externes qui viennent d'être libérées.

Ce serait alors au Dryas ancien que les versants désormais complètement déglacés auraient connu des dynamiques de type gélifluxion tandis que subsistaient de tout petits glaciers au fond des cirques. La mise en place des tabliers d'éboulis les plus superficiels se placerait lors des Dryas moyen et récent. Une telle chronologie demeure peu assurée ; elle pourra sans doute être complétée par les études palynologiques en cours sur les planèzes (J.L. de Beaulieu) et en Artense (M. Denèfle, B. Valadas). Ajoutons que des décalages chronologiques importants peuvent exister entre les éboulis du coeur du massif et ceux de l'extérieur.

TABEAU IX : PROPOSITIONS POUR UNE CHRONOLOGIE RELATIVE DU TARDIGLACIAIRE CANTALIEN

UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES		HYPOTHESES CHRONOLOGIQUES	
dans le coeur du massif	en périphérie et sur les planèzes	conforme à la datation proposée par Y.Veyret 1978	"étalée" tenant compte du contexte européen
éboulis collés à la paroi		DRYAS récent	DRYAS récent et moyen
- arcs morainiques internes - protalus rampart	- éboulis - gélifluxion	DRYAS moyen	DRYAS ancien
- arcs morainiques de Peyre Arse, des Rochers de Chamalières - glace tardive dans la vallée de la Sautoire	- structuration par glace de ségrégation des moraines externes - gélifluxion	DRYAS ancien (13 580 BP à Lugarde)	Fin du PLENIGLACIAIRE SUPERIEUR

CONCLUSION DU LIVRE II :

Après l'analyse massif par massif des différentes formes d'origine froide, il est désormais possible de présenter une synthèse à l'échelle de tout le Massif Central. Celle-ci mettra d'abord l'accent sur l'aspect chronostratigraphique avant de replacer le Massif Central dans le contexte de l'Europe de l'Ouest. Puis les grandes dynamiques seront rappelées en montrant quelle est la part réelle des processus périglaciaires dans les modelés.

I : TENTATIVE D'INTERPRETATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE A
L'ECHELLE DU MASSIF CENTRAL.

Toute tentative d'interprétation chronostratigraphique d'ensemble doit tenir compte des nombreuses lacunes de nos connaissances et du caractère discontinu à travers l'espace de nos points d'observation. C'est pourquoi la synthèse proposée ici ne doit pas être considérée comme définitive mais plutôt comme une première étape susceptible d'être remaniée chaque fois qu'un complément d'information pourra être découvert.

Pour présenter nos propres résultats, il est difficile de faire référence à des stratigraphies établies par ailleurs. A quel modèle se rattacher ? Faut-il relier nos observations à celles du monde péri-alpin et dans ce cas présenter nos résultats en fonction des grands épisodes de type Würm, Riss, Mindel, ... ou bien, au contraire, doit-on se rattacher aux événements survenus en Europe du Nord et du NO et envisager une succession de type Weichsel, Saale, ... ? Comme il est bien hasardeux de faire des corrélations précises étant donné les distances, nous nous contenterons de parler le plus souvent de Dernière Période froide ou d'Avant Dernière Période froide, de Pléniglaciaires moyen ou supérieur et d'Interpléniglaciaire.

Bien que nous ayons fait une étude poussée des coupes à notre disposition, il ne nous a pas été possible d'atteindre le degré de précision auquel sont arrivés beaucoup de Quaternaristes. Cela tient essentiellement aux types de matériaux et aux sites analysés : il faut noter tout d'abord dans notre région le manque de grandes coupes du type de celles de Saint-Romain en Normandie (J.P. Lautridou) ou de Biache-Saint-Vaast dans le Nord (J. Sommé) ; il est bien évident aussi que nous ne pouvons prétendre au degré de précision atteint par les Préhistoriens dans les grottes ou abris sous roche dans lesquels la disposition originelle des sédiments est bien conservée tandis que, sur un versant à l'air libre, chaque changement dans la morphogenèse se fait au détriment des matériaux antérieurement déposés. Nos résultats apparaîtront peut-être un peu "grossiers" : cela témoigne d'une volonté

de ne pas extrapoler à partir d'indices trop ténus. Toutefois, ces résultats permettront de préciser les grands épisodes et les dynamiques qui les accompagnent dans une région qui, jusqu'alors, était encore relativement mal connue.

C'est essentiellement la Dernière Période froide qui peut être éclairée par nos observations, les témoignages concernant des périodes plus anciennes étant rares. A travers tout le Massif Central, du Nord-Ouest au Sud-Est, on peut voir qu'elle se partage en plusieurs épisodes (tableau X), en particulier deux Pléniglaciaires qui s'étendent de part et d'autre du "niveau de Kesselt" bien reconnu en Europe de l'Ouest (Nord de la France et Bassin Parisien de l'Ouest).

A- Le Pléniglaciaire moyen.

C'est le premier épisode de la Dernière Période froide que nous pouvons mettre en évidence, le Glaciaire ancien se distinguant mal de l'Eemien. Ce premier Pléniglaciaire doit être entendu comme antérieur au grand Interstade mésowürmien.

Ce Pléniglaciaire présente des caractères froids (avec gel / dégel profond) et humides si l'on en juge par l'importance de l'englacement et l'abondance des cônes fluvio-nivaux ou fluvio-glaciaires. A ce moment-là, on peut concevoir l'agencement paléoclimatique du Massif Central de la façon suivante : une première province est entièrement englacée, formée des grands massifs volcaniques, elle inclut le Cantal qui appartient à notre étude. Une deuxième province est plus difficile à cerner dans le fonctionnement de ses dynamiques. C'est le cas du Mont Lozère, du Tanargue et du Velay où existent des conditions proches d'un englacement avec d'importants épisodes de fonte de neige et /ou de glace qui expliquent l'existence des grands cônes de déjection rencontrés dans ces régions. Au même moment, les conditions sont identiques dans le Sud de la Margeride avec sans doute un englacement, la mise en place de grands cônes fluvio-nivaux à l'Ouest

TABLEAU X : PROPOSITIONS POUR UNE SYNTHESE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE.

	LIMOUSIN	MARGERIDE	VELAY	TANARGUE	LOZERE	CANTAL
TARDIGLACIAIRE	- fixation des versants - nivation et cryoturbation	- fixation des versants - nivation	- nivation - éboulis et cryoturbation	- nivation - éboulis de fond de cirque	- soli-gélifluxion - remplissages - nivo-glaciaires - internes	- éboulis tardifs - arcs morainiques
Tardigl. ancien ou Extrême fin du Plénigl. sup.					- petit stade - morainique et glaciers rocheux	- glaciers de vallées et cirques - suspendus
PLENIGLACIAIRE SUPERIEUR WURM III	- tabliers de blocs - gélifluxion - petites fentes de gel	- tabliers de blocs et groizes - gélifluxion - "rivières de pierres" - fragipan	- éboulis - remplissages - nivo-glaciaires - gélifluxion - "rivières de pierres" - fragipan - glacier couvert - d'Entraygue	- remplissages - nivo-glaciaires - gélifluxion - glacier couvert - Englacement ? - forme d'éjection (?)	- maximum - d'Englacement	
	- ranker - cryptopodzolique - ravinement		- pédogénèse - ravinement		- pédogénèse (Villeneuve)	
PLENIGLACIAIRE MOYEN WURM II	- accumulations - fluvio-nivales - arènes - gélimobilisées	- cônes fluvio-nivaux - arènes - gélimobilisées - englacement dans le Sud	- cônes fluvio-nivaux - arènes - gélimobilisées - soli-gélifluxion - sur les basaltes	- cônes fluvio-nivaux - arènes - gélimobilisées	- cônes fluvio-glaciaires ou fluvio-nivaux - arènes gélimobilisées - bilisées	- Englacement ?
EEMMIEN (s.l)	- altération et pédogénèse	- paléosol lessivé - glossique "complexe"		- paléosol - creusement du talweg		
RISS	- formations gélifluées (col du Moumet)	- formation gélifluée - arènes - gélimobilisées		- cônes fluvio-nivaux altérés (+12, +15 m) - très vieux cônes	- cône ancien - moraine de Rieumalet (?)	

et des remplissages fluvio-glaciaires dans les vallées-alvéoles du Sud-Est. Enfin, les autres provinces (Limousin, Nord de la Margeride et sans doute les enveloppes autour des massifs précédents) connaissent des conditions purement périglaciaires sous lesquelles se mettent en place des versants à arènes gélomobilisées par l'action répétée du gel/dégel profond ; localement, de grands cônes fluvio-nivaux peuvent être construits chaque fois que la topographie permet des effets de chasse.

Partout où coexistent arènes gélomobilisées et cônes fluvio-nivaux (ou fluvio-glaciaires) la relation spatiale entre les deux phénomènes est impossible à saisir. Les deux manifestations ont-elles eu lieu simultanément ou bien sont-elles séparées dans le temps ? La première hypothèse est difficile à imaginer dans la mesure où la mise en place des cônes implique un puissant ruissellement et que nous n'avons aucune trace d'une telle action dans les arènes gélomobilisées. Il vaut mieux songer à la deuxième hypothèse, mais un autre problème se pose alors : quel est, des deux phénomènes, celui qui est le plus ancien ? Les arguments stratigraphiques sont rares. Tout au plus peut-on se servir en Limousin de la coupe du Moulin de Chabannes où les dépôts fluvio-nivaux recouvrent des arènes structurées et, au Tanargue, du fait que les mêmes types de dépôts reposent sur des coulées de 35 000 ans d'âge, ce qui oblige à les placer lors d'un épisode tardif du Pléniglaciaire moyen. On peut, dans ces conditions avancer l'hypothèse suivante : au cours du Pléniglaciaire moyen, se sont d'abord mises en place les arènes gélomobilisées, dans une ambiance froide et humide, puis, avec une augmentation notable des précipitations, les grands cônes. Ce dernier épisode, en provoquant le décapage superficiel des versants, peut être tenu pour responsable des troncatures qui affectent fréquemment les arènes gélomobilisées.

En Limousin ou en Margeride du Nord, là où les dynamiques créatrices des cônes ont été peu importantes, on peut noter l'existence de deux générations d'arènes gélomobilisées superposées, comme si les conditions climatiques restaient, dans ces deux régions, identiques à elles-mêmes au début et à la fin de ce Pléniglaciaire.

La fin de cet épisode froid est marquée par un réchauffement climatique qui s'exprime par la présence de paléosols (Limousin, Lozère,

Velay). Ce réchauffement, bien que sensible, ne crée pas des conditions climatiques très favorables : en Limousin, vers 600 m, il permet le seul développement de sols de type ranker cryptopodzolique humifère qui témoignent de conditions de limite supérieure de la forêt ; ceci traduit un notable abaissement des limites climatiques par rapport aux conditions actuelles. Cet épisode a connu de légers ravinements, sans doute en phase finale ou peut-être au tout début de la phase froide suivante.

B- Le Pléniglaciaire supérieur.

Il s'agit d'un épisode plus froid que le premier. A l'échelle du Massif Central, les provinces paléoclimatiques sont beaucoup plus tranchées : le Cantal demeure englacé comme les grands massifs qui lui sont adjacents de l'Aubrac aux Monts Dore ; la partie sommitale du Mont Lozère est aussi couverte par les glaces tandis qu'autour, règnent des dynamiques périglaciaires. Un deuxième groupe de régions connaît des conditions limites entre un périglaciaire franc et un englacement très assujéti aux conditions topoclimatiques : appartiennent à ce groupe le Velay et le Tanargue où de petits glaciers (surtout couverts) ont pu se développer en position d'abri, au sommet du versant oriental. Au même moment, des formations de type glaciers rocheux prennent une certaine ampleur dans le Sud de la Margeride et en Velay ; le reste des versants fonctionne dans des conditions froides avec beaucoup de gélifluxion. Enfin, le Limousin connaît une évolution purement périglaciaire caractérisée par une importante gélifluxion sur tous les versants.

Le caractère froid de cet épisode est marqué par la présence des glaciers rocheux à coeur de glace, par l'existence d'horizons de type fragipan qui témoignent en faveur d'un pergélisol au moins local, et de quelques fentes de gel dans la région de Bort-les-Orgues. Les phénomènes de gélifluxion fréquents presque partout indiquent un gel profond du sol, sans doute plus que saisonnier. De même, il semble que l'on ait à ce moment-là, les limites maximales atteintes par les glaces

lors de la Dernière Période froide.

Cet épisode n'a pas connu les grandes phases de ruissellement du Pléniglaciaire A; les versants ont évolué en conservant leur couverture de formations superficielles qui ont été simplement remobilisées et déplacées, sans dénudation du versant. Cette absence de ruissellement semble indiquer des conditions assez sèches, l'eau nécessaire à la gélifluxion étant liée à l'humidité édaphique (fonte des lentilles de glace de ségrégation sur un sous-sol encore gelé provoquant l'engorgement).

A la fin du Pléniglaciaire supérieur et avant le Tardiglaciaire (s.s.), les parties les plus hautes (Lozère, Cantal) montrent un stade encore marqué par le froid. Il se manifeste par le maintien de glaces dans les grandes vallées du Cantal et sans doute par l'élaboration des petits glaciers rocheux du Mont Lozère. L'abaissement des limites altitudinales est encore très accentué par rapport aux limites actuelles.

C- Le Tardiglaciaire.

Ce sont encore des conditions froides, bien qu'atténuées par rapport à celles de l'épisode précédent, qui règnent partout, mais avec de grandes différences selon les régions étudiées. Le coeur du Cantal possède encore de petits cirques et d'abondants névés. Au Mont Lozère, il est vraisemblable que les sommets connaissent des dynamiques vives : gélifluxion, glaciers rocheux, remplissages des amphithéâtres nivaux, nettoyage des tabliers de blocs. En Velay et au Tanargue, se poursuit l'élaboration des grands éboulis qui nappent les affleurements de roche massive, là où les conditions topoclimatiques sont favorables. Enfin, en Limousin et Margeride, les versants sont stabilisés : une cryoturbation légère peut encore les affecter, suivie d'une forte illuviation caractérisant une évolution qui n'est plus désormais que pédologique.

Des décalages importants dans la stabilisation des versants existent. Celle-ci se produit sans doute dès le début du Tardiglaciaire

dans les régions les plus basses et beaucoup plus tardivement dans les régions hautes. En fait, il ne nous a pas été possible de séparer les différentes phases du Tardiglaciaire, sauf dans le Cantal où l'on met en évidence, d'un côté Dryas ancien et de l'autre Dryas moyen et récent. Des études sont encore nécessaires pour aboutir à plus de précisions ; il faudra les conduire en relation avec les données de la Préhistoire et de la Palynologie.

D- Les périodes plus anciennes.

Les reconstitutions concernant l'Avant Dernière Période froide sont difficiles à mener en raison du petit nombre de formations reconnues comme anciennes. Au Tanargue, deux générations de cônes anciens peuvent être rattachées à cet épisode ; sur le flanc nord du Mont Lozère on retrouve aussi des cônes perchés comme celui du Mazel. En Margeride, on peut attribuer à cette période des formations limoneuses à blocs surmontant des arènes fauchées, les deux étant beaucoup plus altérées que leur équivalent de surface (coupe des Pinèdes). En Limousin, ce sont aussi des formations gélifluées à blocs altérées qui marquent les épisodes anciens. Ainsi, pour cette Avant Dernière Période froide (Riss ou Weichsel), on aurait affaire à une régionalisation très voisine de celle du Dernier Pléniglaciaire supérieur : englacement du Cantal, périglaciaire avec gélifluxion en Margeride et en Limousin, conditions glacio-nivales avec beaucoup de fontes brutales au Mont Lozère et au Tanargue ; seuls nous manquent les renseignements concernant le Velay.

La période qui sépare les deux dernières grandes périodes froides n'est véritablement connue de nous que grâce aux coupes, avec paléosols, des Pinèdes en Margeride et de Huédour au Tanargue. L'interprétation du paléosol des Pinèdes par B.Lanoë-Van Vliet montre que cet Interglaciaire débute par un épisode tempéré (Eemien s.s.) pendant lequel se développe un paléosol lessivé glossique ; un léger épisode plus froid (que l'on pourrait peut-être raccorder à Melisey I) provoque ensuite la création d'une ébauche de formation gélifluée à blocs ; enfin

le dernier épisode est à nouveau tempéré avec création d'un nouveau sol lessivé glossique ($\simeq$ Brörup). On retrouve une évolution semblable à Huédour. Le paléosol du Col du Moumet en Limousin témoigne lui aussi de conditions tempérées. Durant cet épisode assez long, un creusement important se produit le long des principales vallées du Sud-Est du Massif Central : la base des cônes les plus récents (würmiens) est située à une dizaine de mètres (+ 12 à + 15 m) au-dessous de celle des cônes plus anciens (rissiens).

La chronologie que nous proposons ici est encore incertaine, elle ne s'appuie pas sur des datations absolues. Toutefois, la corrélation de nombreux phénomènes permet de bâtir une succession logique d'épisodes. Cette succession est en accord avec les résultats obtenus dans la plupart des régions de l'Europe de l'Ouest.

II : LA PLACE DU MASSIF CENTRAL EN EUROPE DE L'OUEST.

La chronostratigraphie que nous venons d'établir mérite d'être confrontée avec des résultats obtenus par d'autres chercheurs dans des régions voisines de l'Europe de l'Ouest. Auparavant, il faut rappeler les recherches, pionnières en la matière, de P.Bout pour le bassin du Puy.

A- Rappels sur les travaux de P.Bout.

P.Bout a insisté sur l'existence d'un périglaciaire villafran-
chien visible surtout dans les aires volcaniques du Massif Central, en
Velay particulièrement. Ce périglaciaire se marque par des dépôts de

versants : convois de limons ocreux et des alignements de blocs anguleux de basalte sur le flanc sud du volcan du Coupet près de Langeac ainsi que par des nappes de blocaille basaltique comme celles de Saint-Vidal (Haute-Loire). Parfois, existent de véritables cryoturbations comme à Vazeilles (axe du Devès) ou des éolisations dans le cas "des grains de quartz ronds et mats"... "des alluvions lacustres du premier remblaiement villafranchien du bassin du Puy". Dans tous les cas, dans ces formations, la difficulté est grande pour établir la part du périglaciaire et la part du volcanisme. La localisation privilégiée des phénomènes s'explique par les grandes éruptions volcaniques villafranchiennes du Devès qui "ont mis sous scellés les dépôts périglaciaires avec, le cas échéant, leurs cryoturbations : poches, défonçage du socle" (P. Bout, 1974, p. 55). Il est vraisemblable que des conditions périglaciaires ont existé ailleurs, mais, P. Bout n'a pu en trouver les traces indiscutables en raison sans doute, de conditions de conservation peu favorables.

Le périglaciaire würmien est plus facile à saisir. Pour P. Bout (1974) les preuves de trois phases würmiennes ont été recueillies. "La plus ancienne est antérieure à la basse terrasse. La seconde est contemporaine de la fin de la construction de celle-ci. La dernière a pris place après un important déblaiement de ses alluvions. En terme de Préhistoire, la première période froide est antérieure à la fin du Moustérien, la seconde date probablement de l'Aurignacien et la dernière du Magdalénien final" (p. 65). Ainsi, nos propres observations à travers tout le Massif Central sont, en gros, conformes à ce qui a été établi antérieurement par P. Bout.

P. Bout montre aussi que, pour chaque formation observée, il est indispensable de faire la part entre diverses actions climatiques : le froid würmien et les conditions tempérées humides du Post-glaciaire. Pour cet auteur, le Würm fut responsable de la macrogélation des roches granitiques, métamorphiques et volcaniques tandis que la période atlantique "résorbait" les matériaux ainsi préparés par une intense altération chimique liée à des températures de 2 à 3°C plus élevées qu'aujourd'hui, et à une plus grande humidité. Ainsi, les dépôts de versants généralisés au Würm subsisteraient inégalement selon l'importance de l'altération postérieure. Les nappes de blocaille phonolitique

seraient mieux conservées que les anciens "clapiers" basaltiques et les traces des anciennes nappes de blocs des granites de Margeride auraient entièrement disparu, sauf en de rares endroits, du fait de l'arénisation récente. Si la région interne du Massif Central est privilégiée pour l'abondance des dépôts de pente périglaciaires würmiens, c'est donc à la fois à cause des roches volcaniques qui ont fourni un "matériel de choix aux coulées de blocailles " et parce que le climat y était moins humide que celui du Limousin ou du Morvan ce qui a ralenti, "depuis les phases postglaciaires, l'action arénisante sur les roches cristallines." En ce domaine, il est bien difficile d'adhérer entièrement aux idées de P.Bout ; certes l'altération récente existe, mais sa part dans l'évolution des coulées de blocaille ne peut avoir qu'une importance réduite. En Limousin, comme en Velay, de nombreuses coulées de blocaille subsistent, indemnes, non entièrement colonisées, entourées par des formations gélifluées à blocs de même âge würmien dont l'essentiel des matériaux fins existait déjà lors de la mise en place et ne doit que peu de chose à l'altération post-glaciaire. Les formations à blocs des massifs cristallins ne peuvent pas être interprétées comme d'anciennes coulées de blocaille dont les blocs auraient été altérés depuis la mise en place, donnant la matrice fine. Nous avons vu que leurs caractères structuraux correspondent à une mise en place gélifluidale et, par conséquent, l'hétérogénéité de leurs composants est originelle. Il semble que P.Bout ait fortement exagéré la puissance de l'altération post-würmienne et qu'il ait trop calqué l'évolution en région cristalline sur le modèle des régions à coulées volcaniques.

B- L'environnement paléoclimatique dans le Sud-Ouest français et les montagnes adjacentes.

En Charente, il est inutile de rappeler, tant elles sont connues, les traces laissées par les dynamiques froides (Y.Guillien, 1954, 1964 ; 1974 ; 1981) : comminutions, cryoturbations, rôle décisif de la nivation en fonction des vents... Y.Guillien estime que lors des Pléni-

glaciaires, les plaines charentaises étaient "à 500 m peut-être sous la limite climatique des neiges" ce qui les place dans des conditions identiques à celles des plateaux limousins, sans doute un peu moins rudes que celles de la Montagne limousine. Lors de la "période apogéique" (de part et d'autre de 21 000 - 20 000 BP) "le modelé cryonival se développe au moins jusqu'au niveau du rivage actuel" (1981, p. 15).

En Périgord, P.Fénelon (1951) ne distingue pas "d'influences périglaciaires très nettes avant le Würmien. La morphologie des collines du Périgord se présente...comme si toutes les traces de formations dues au gel et au dégel avaient été balayées durant l'interglaciaire Riss-Würmien". Au contraire, durant tout le Würm, l'évolution est importante avec de nombreuses étapes bien matérialisées par les remplissages des abris sous roche. En dehors de ces abris, les dynamiques sont plus difficiles à retracer : sur les plateaux et les sommets des collines, l'évolution est réduite, toutefois, on peut noter "l'épandage lent de coulées boueuses" qui oblitèrent les irrégularités de détail (Forêt Barade, entre Mortemart et Ladouze). Il faut dater ces transports remaniant sables et argiles tertiaires de la fin du Moustérien, de chaque phase froide du Leptolithique et enfin du passage du Magdalénien à l'Azilien (10 000 - 9 500 BC). Lors des stades froids et secs du Solutréen, du Protomagdalénien et du Magdalénien se produisent des apports éoliens de loess (replat autour de Sarlat). Sur les versants, les calcaires donnent, selon leur massivité, des versants à gros pans éboulés ou des éboulis quand ils se débitent en plaquettes. Dans les vallons, des coulées boueuses se sont produites "fossilisant les alluvions des basses terrasses en y créant des cônes de déjection très aplatis".

Depuis, pour cette région, H.Laville (1973) a caractérisé avec une extrême précision les phases climatiques et les civilisations préhistoriques qui les accompagnent. Il ne distingue pas moins de 29 fluctuations climatiques pendant le seul Würm III, ce qui rend toute corrélation difficile avec nos propres observations.

Dans le bassin du Tarn, la basse plaine montre deux paliers que l'on peut rapporter à la glaciation würmienne (A.Tavoso, 1975).

Ces deux paliers pourraient être rapprochés des deux Pléniglaciaires que nous avons décrits à l'amont.

Le piémont toulousain ne semble pas posséder des formes périglaciaires attestant un froid long et sévère, y compris dans les Prépyrénées ariégeoises (F.Taillefer, 1981) où les conditions périglaciaires "étaient caractérisées par des températures fraîches mais peu froides, et une humidité abondante, peu de temps après le recul et l'abandon des glaciers pyrénéens" (p. 131). Toutefois, l'analyse polinique du remplissage archéologique de la grotte de Coupe-Gorge, à Montmaurin, à 330 m d'altitude (M.Girard et J.Renault-Miskovsky, 1979), fait apparaître au Paléolithique supérieur (Würm III), un épisode très froid et sec, avec une végétation steppique dans laquelle les bouquets d'arbres (pins) ne font que 7 % . Le froid fut sans doute plus vif encore dans les Pyrénées centrales marquées par un bon englacement y compris tardiglaciaire (P.Barrère, 1953b ; F.Taillefer, 1969), et même dans les Pyrénées orientales (G.Viers, 1966) où toutefois, le glaciaire marginal fut très tôt placé sous "l'influence des crêtes" (G.Soutadé, 1980, p. 129). Dans le Pays Basque français, après un épisode glaciaire important, le froid vif et sec du Tardiglaciaire provoque un ensevelissement du versant sous les grèzes et les éboulis tandis que subsistent de petits glaciers près des sommets ; cette évolution conduit à de grands versants régularisés par larges panneaux privés d'incision (G. Viers, 1960).

C- L'environnement paléoclimatique dans la France du Sud-Est.

S'il est difficile de comparer le Massif Central avec les Alpes du Nord, un rapprochement peut être tenté avec les Alpes du Sud. Dans la vallée de la Bléone, la terrasse würmienne principale est datée par M.Jorda et G.Delibrias (1981) de 25 000 à 20 000 BP. La mise en place de cette terrasse est suivie d'un interstade tempéré dit "Interstade néo-würmien de la Bléone". A cet interstade succède une récurrence glaciaire fini-würmienne, postérieure à 18 000 BP qui "se différencie nettement des modestes récurrences glaciaires tardives (Fin Tardiglaciaire et Holocène) dont on retrouve les dispositifs morainiques dans les hauts vallons et les cirques au-dessus de 2000 m d'altitude". L'interstade signalé dans les Alpes du Sud n'apparaît pas sur notre terrain, mais l'épisode froid que nous avons montré au Mont Lozère et dans le Cantal, à la

charnière Pléniglaciaire supérieure - Tardiglaciaire (Würm III-Würm IV) pourrait correspondre à celui décrit ici.

Dans le massif de la Blanche (J.L.de Beaulieu et M.Jorda, 1977), au Dryas ancien les moraines stadiales sont entre 1700 et 2000 m, ce qui représente un décalage de 300 à 500 m avec les petits arcs observés au fond des cirques du Cantal. Dans les Alpes maritimes franco-italiennes (M.Julian, 1980), les moraines tardiglaciaires du Dryas ancien sont situées entre 1600 et 2800 m. Dans les deux cas, le décalage altitudinal avec le Massif Central est logique si l'on tient compte de la situation occidentale de ce dernier.

Dans la vallée du Rhône, au Sud de Valence, deux niveaux würmiens sont distingués : ils ne sont pas recouverts de loess ni de limons ; ils se réunissent au Sud de la Drôme où leur altitude relative diminue jusqu'à ce qu'ils se raccordent aux cônes actuels de la Drôme et du Roubion (M.Bornand et alii, 1976). Autour de l'étang de Berre, une phase de déflation dans un désert froid a été décrite au Würm II, suivie d'une nouvelle péjoration climatique au Würm III dans "une ambiance franchement périglaciaire" (grèzes) se continuant jusqu'au Würm le plus récent (figures de cryoturbation) (P.Ambert, 1976).

D- L'environnement paléoclimatique dans la partie septentrionale de la France.

Dans les Vosges, postérieurement à la glaciation, il y a eu des manifestations importantes : ce sont surtout, pour ne prendre que des exemples dans les grès, des manifestations nivales sous formes "d'éboulis gréseux assistés nivaux", "d'entonnoirs de nivation" ou "d'avalanches de versant" (J.Tricart, 1981b).

Dans la partie orientale du Bassin de Paris, les travaux pionniers de J.Tricart (1952) ont montré les importantes retouches occasionnées aux plateaux et aux vallées par les épisodes périglaciaires. Pour les grèzes du Châtillonnais, A.Journaux (1976b) associe, parmi les processus de mobilisation, la congélifluxion et le ruissellement, l'eau provenant de la fonte d'un gélisol saisonnier ou d'un pergélisol et, seulement accessoirement de la neige et des pluies. Cet auteur conçoit alors la région comme "une marqueterie de milieux très différents les uns des autres selon les variations topographiques".

Pour la région parisienne, J.P.Michel (1975) a remarqué l'importance des phénomènes périglaciaires qui permettent d'établir un abaissement des températures moyennes annuelles de l'ordre de -5 à -15°C . Outre des injections et des involutions signalées dans les limons alluviaux des terrasses de la Seine et de la Marne, des sols polygonaux ont été reconnus sur les moyennes terrasses et surtout sur la basse terrasse de la Seine aux Andelys ; les fentes en coin abondent dans les alluvions rissiennes surtout à l'amont de Paris ; les dépressions fermées d'origine froide (fonte de buttes à lentilles de glace), les vallées dissymétriques à dépôts de solifluxion et les blocs démesurés complètent l'inventaire des formes et formations d'origine froide. Pour l'auteur, il semble que le froid ait été plus intense au Riss (davantage de fentes de froid) tandis qu'au Würm les phénomènes de sables soufflés l'emportent.

Au contact Ile de France - Basse Normandie, selon Y.Dewolf (1982), le milieu est franchement périglaciaire océanique autour du Val de Seine (fentes de gel, puissante couverture limoneuse, niches de nivation), périglaciaire continental à partir des plateaux du Neubourg et à dominante nivale au Sud-Ouest. Y.Dewolf envisage l'existence d'un véritable pergélisol au Nord-Est de la basse Normandie, au voisinage de la Seine, tandis que, partout ailleurs, il n'y aurait eu qu'un pergélisol discontinu.

Quant à J.P.Lautridou et J.Sommé, ils ont pu présenter les unités lithostratigraphiques de la France du Nord-Ouest avec de bonnes corrélations entre la Normandie et le Nord de la France. Plusieurs générations de limons à doublets et de loess ainsi que des fentes de gel y caractérisent l'évolution périglaciaire. A propos des arènes litées des massifs de Vire et d'Avranches, J.P.Lautridou (1976) a pu corréler le contact entre les matériaux lités et les limons sus-jacents avec le "niveau de Kesselt", ce qui peut être pour nous un repère particulièrement intéressant.

Bien que rapide, ce rappel sur l'environnement paléoclimatique dans le cadre français nous permet de remarquer que de nombreuses concordances existent avec ce qui a été noté dans le Massif Central. En ce

qui concerne la distribution régionale du pergélisol en France, on a l'habitude de considérer avec R. Raynal que le pergélisol a été continu au Nord de la Seine, discontinu au Sud et simplement sporadique dans la vallée du Rhône. "A l'Ouest de la chaîne alpine, notre connaissance actuelle du périglaciaire pléistocène nous conduit à nous représenter le permafrost des périodes froides (plus spécialement le Würm ...) comme sporadique et discontinu (dans le temps comme dans l'espace) aux environs du 45^e parallèle." (R. Raynal, 1976). L'apport du Massif Central permet de compléter cette géographie : si l'Ouest n'a pu connaître qu'un pergélisol très discontinu, les hautes terres du Sud-Est ont été plus marquées par le phénomène lequel devait présenter une continuité plus grande (fragipan, glaciers rocheux, formes d'éjection).

III : RAPPELS SUR LES GRANDS TYPES DE FORMATIONS ET LEUR ROLE DANS LA MODIFICATION DES VERSANTS.

A- Arènes gélomobilisées et formations gélifluées à blocs.

Arènes gélomobilisées et formations gélifluées à blocs affectent la catégorie des versants convexo-concaves couverts de matériaux meubles.

1- La mise en place des arènes gélomobilisées modifie à peine les versants. L'action du gel / dégel ne provoque qu'un léger déplacement de la masse des matériaux arénisés : de l'ordre du millimètre en profondeur à la naissance du fauchage, de quelques centimètres ou décimètres dans l'arène litée, et exceptionnellement de quelques mètres dans le cas des arènes fluées. Nous avons vu, lors de l'étude régionale, comment devaient se présenter les versants lors de la mise en place de ces arènes. La présence indispensable de lentilles de glace dans le sol implique un gel saisonnier profond (de l'ordre de 2 à 4 m). En raison du caractère très drainant des arènes, la très grande quantité d'eau nécessaire ne peut être que d'origine météorique, sans doute liée à la fonte d'épaisses couches de neige. La présence d'une couverture

nivale impose l'arrivée du froid et sa pénétration dans le sol (s.l.) avant les premières chutes de neige et la mobilisation du versant ne peut se faire que pendant une courte saison, à la fin du printemps, la neige et le sol commençant à dégeler. L'absence de phénomène de ruissellement marqué indique une fonte lente de façon à permettre l'imbibition de toute l'eau disponible qui alimente un écoulement hypodermique abondant ; sans doute la présence d'une couverture végétale (herbacée ?) empêche-t-elle la concentration des eaux et favorise-t-elle la percolation. On peut imaginer le milieu comme froid avec une légère végétation de type steppe froide, pas de pergélisol actif.

Toutes les parties du versant évoluent en même temps et fauchages et "litages" se produisent au même moment à différents niveaux topographiques. Toutefois, la superposition des faciès des arènes ainsi remaniées peut varier d'un point à l'autre du versant en raison de la topographie et des dispositions structurales : présence et localisation des filons, des panneaux de roche saine et de panneaux plus ou moins altérés. Il est rare que l'observateur embrasse d'un seul coup d'oeil l'ensemble des faciès en raison de l'exiguïté des coupes, eu égard à la taille des versants. Les fauchages s'enracinent à tous les niveaux du versant et les étirements qui leur font suite viennent recouvrir des fauchages situés plus à l'aval, ce qui crée des superpositions complexes sans valeur stratigraphique. La figure 116 montre, sur un versant, les différents types de superpositions possibles dans les arènes gélimobilisées à l'intérieur d'un unique épisode de fonctionnement : en haut de versant, le fauchage apparaît seul (A) ; plus bas, le fauchage est recouvert par des arènes litées (B) ; il arrive parfois que les arènes fluées reposent sur des fauchages (C) ; enfin, les coupes avec les trois faciès superposés se remarquent surtout en bas de versant (D). D'une manière générale, plus le versant est homogène, plus les arènes fauchées et litées se succèdent avec une grande régularité. Au contraire, avec un versant hétérogène, la présence de panneaux non arénisés conduit à des blocages et à des rebroussements locaux des arènes fauchées.

Parfois, il a été possible de noter l'existence de deux familles

d'arènes gélomobilisées superposées (Margeride, Limousin) ; cela traduit l'existence de deux épisodes de fonctionnement séparés dans le temps. Dans ce cas, ces deux épisodes sont matérialisés par un léger ravinement qui recoupe la formation inférieure.

2- La mise en place des formations gélifluées à blocs modifie d'une façon plus sensible, bien que superficielle, l'aspect des versants. Par rapport aux arènes litées, l'important déplacement longitudinal des matériaux implique la présence d'un horizon imperméable en profondeur de façon à expliquer l'engorgement responsable du mouvement. Seule la présence d'un pergélisol ou au moins d'un épais gélisol saisonnier peut conduire à la saturation en eau de l'horizon superficiel dont tous les traits rappellent ceux d'une couche active. Cette présence d'un pergélisol est corroborée par l'existence simultanée de glaciers rocheux qui témoignent en faveur d'une glace interne, au moins localement.

Cet épisode se traduit sur les versants par une importante cryoclastie qui réduit les chicots rocheux ou qui intègre des masses rocheuses saines superficielles mais non affleurantes. Dans ce dernier cas, il y a d'abord des mécanismes proches de ceux responsables des fauchages, puis un véritable fluage qui explique le transport des blocs loin de leur point d'origine ; la disjonction n'est plus alors un phénomène de cryoclastie (s.s.).

Les distances parcourues peuvent atteindre, et même dépasser, la centaine de mètres. Si l'on rapporte la durée du Dernier Pléniglaciaire aux distances parcourues, le déplacement moyen annuel peut être estimé à 10 ou 20 cm, estimation sans doute faible. Ajoutons que le transport a pu se faire par saccades, ce qui doit conduire à des résultats plus forts, rapportés à de courtes périodes de fonctionnement.

Pour le versant convexo-concave de départ, cela se traduit par un léger écorçage de la convexité et par une modification importante de la concavité basale dont l'angle devient plus ouvert et traduit un certain empâtement. Entre les deux, le transport superficiel en "lame" (d'une épaisseur inférieure au mètre et constante dans tout le secteur rectiligne) n'a pas modifié le versant dans son tracé d'ensemble. Le dernier épisode de gélifluxion conduit à un adoucissement des pentes dans la

partie inférieure des versants. Cet adoucissement des pentes est très difficile à chiffrer : nous avons pu noter des écarts extrêmes de 4 à 5° entre le versant qui recoupe les arènes gélomobilisées et celui qui est matérialisé par le sommet des formations gélifluées. Plus la pente de départ est forte et plus l'écart angulaire est important.

3- Répartition spatiale du phénomène.

Spatialement, à l'échelle de toute la partie du Massif Central étudiée ici, l'association arènes gélifluées à blocs sur arènes gélomobilisées se rencontre partout, et cela des régions les plus basses du Limousin aux régions les plus élevées et à pentes fortes du Sud-Est. Ce n'est que dans le cas des pentes les plus raides, dépassant la vingtaine de degrés (25°?) que ce type de formations disparaît. Au-delà de ce seuil, le décapage du versant par ruissellement est tel qu'aucune arène n'a pu demeurer en place : c'est le cas dans la vallée de la Dordogne à l'aval de Bort-les-Orgues et dans certains secteurs de la vallée de la Rhue et de la Truyère.

Bien entendu, le phénomène arènes gélomobilisées disparaît dans les massifs englacés. Le phénomène est bien visible autour de Bort-les-Orgues en Artense où, en quelques centaines de mètres, on passe d'un versant râclé à un versant couvert avec arènes gélomobilisées et formations gélifluées à blocs.

Une telle continuité dans la répartition nous oblige à admettre une certaine uniformité des conditions paléoclimatiques régnant sur le Massif Central en dehors des régions englacées, au moins pour le Pléni-glaciaire supérieur. Toutefois, l'étude massif par massif nous permet d'apporter des nuances à cette première remarque. En effet, on peut dresser une typologie des successions verticales rencontrées. Trois grands types d'agencements verticaux ou de lithoséquences, à valeur climatique peuvent être relevés (fig. 117) :

- dans le premier type, le plus simple, le contact entre les formations à blocs gélifluées et les arènes gélomobilisées *in situ* se fait par un passage insensible que l'on peut qualifier de "pseudo-concordant"

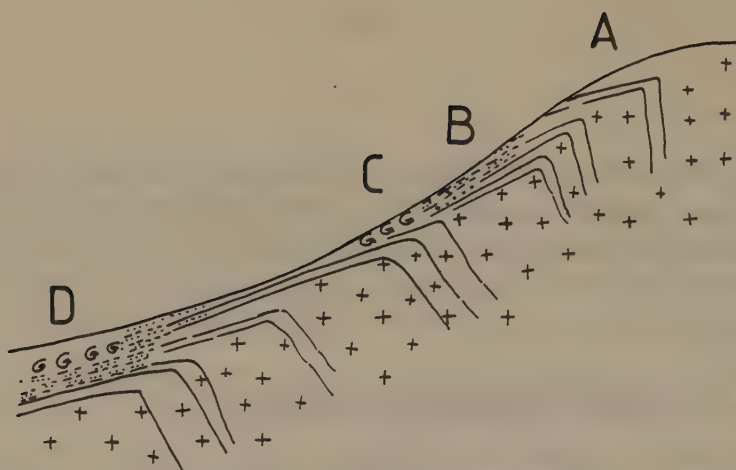


Fig. 116 : Types de superpositions possibles dans le cadre du fonctionnement d'un épisode d'arène gélomobilisée.

A- arène fauchée seule. - B- arène litée / arène fauchée. - C- arène fluée / arène fauchée. - D- arène fluée / arène litée / arène fauchée.

L'épaisseur affectée varie de 1,50 à 2 m.

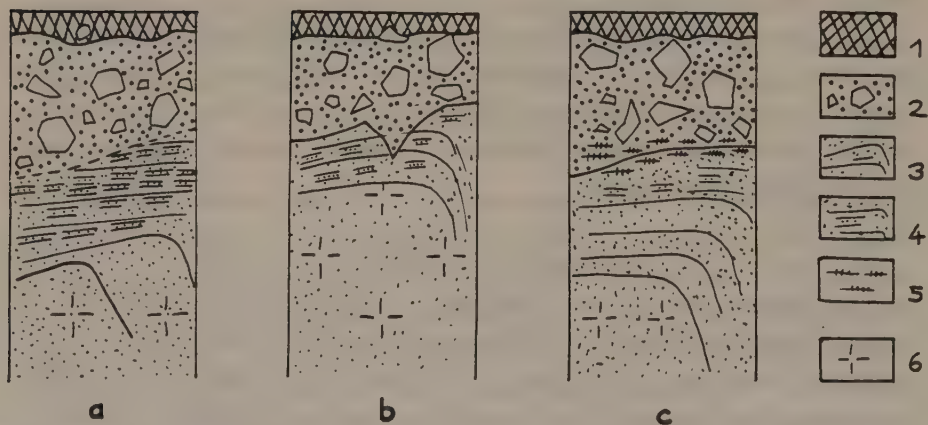


Fig. 117 : Représentation schématique des types de lithoséquences d'origine froide observées dans les formations arénacées déplacées, d'après B. Lanoë et B. Valadas (à paraître).

a- le type limousin. - b- le type margeridien. - c- le type morvandiau.

1. sol actuel. - 2. formations gélifluées à blocs. - 3. arènes litées. 4. arènes fauchées. - 5. fragipan. - 6. granite altéré.

Chaque coupe possède une hauteur de l'ordre de 1,5 à 2 m.

(B.Lanoë, B.Valadas, à paraître). Il est fréquent que dans l'arène inférieure déplacée la gélifluxion l'emporte sur les simples phénomènes de "frost-creep" : cela explique une certaine similitude de faciès d'une formation à l'autre et les "horizons" à blocs dans l'arène fauchée. Les différences paléoclimatiques entre les deux épisodes sont peu marquées : dans les deux cas, cela reflète des conditions de climat froid océanique, à contrastes thermiques peu marqués. Il n'y a pas eu d'important épisode de ruissellement concentré entre la mise en place des arènes et celle des formations gélifluées. Un tel agencement vertical peut être qualifié de type Limousin en raison de sa fréquence dans cette région. Une telle évolution se retrouve dans les Iles Britanniques (B.Lanoë).

- dans le deuxième type, le passage entre les deux formations est fortement marqué par une discordance à allure de contact ravinant. Les conditions paléoclimatiques représentées par les deux épisodes sont plus tranchées et une étape de ravinement les sépare ainsi qu'une phase de pédogenèse. Elle précède légèrement le deuxième épisode ou bien elle lui est synchrone.

Cet agencement peut être qualifié de Margeridien dans la mesure où on l'observe surtout au coeur du Massif Central.

- le troisième type est plus complexe. Il se présente avec les mêmes caractères que le deuxième, mais, entre les deux formations, on note la présence d'un fragipan, témoignage d'un sommet de pergélisol, ancré dans la partie inférieure des formations gélifluées à blocs. Nous l'avons observé en Lozère, en Margeride orientale, en Velay où il correspond à des conditions paléoclimatiques plus continentales. Sa fréquence en Morvan nous conduit à parler d'un type Morvandiau. Selon B.Lanoë ce type se retrouve dans le massif du Pilat, les Vosges, le Dartmoor et les principaux sommets au Nord du Canal de Bristol dans les Iles Britanniques.

Les types de lithoséquences que nous venons de définir permettent de mettre en évidence un développement de la continentalité vers le centre et l'Est du Massif Central. La continentalité la plus forte concerne un ensemble régional qui regroupe le Sud de la Margeride, le

Velay et le Tanargue.

Sur le plan altitudinal, nous n'avons pas retrouvé des étages aussi tranchés que ceux décrits par B.Coque-Delhuille (1978) ou B.Etlicher (1977). De simples nuances séparent les formations des sommets des massifs et celles des basses pentes (cf. Limousin). L'absence actuelle de formations gélifluées sur les plateaux de Margeride tient sans doute un peu à la sécheresse locale du milieu, mais beaucoup plus encore à leur enlèvement par des dynamiques ultérieures.

Quant aux "réurrences à blocs" dans les arènes fauchées, elles font partie intégrante de ces arènes comme nous l'avons vu lors de l'étude du Limousin. Leur présence n'introduit que des détails dans les divers types de lithoséquences que nous venons de présenter. Elles ne témoignent pas en faveur d'un épisode climatique différent de celui des simples arènes litées ou fauchées. De même, la plus ou moins grande présence de blocs et leur taille dans les formations gélifluées n'a pas de valeur paléoclimatique. Elle est simplement liée aux variations structurales locales. C'est le paramètre lithologie qui est responsable du pourcentage en blocs et de la taille de ces derniers, soit directement lors de l'attaque du gel, soit indirectement par les modelés antérieurs conditionnés par tel ou tel type de roche.

Pour illustrer le rôle de la lithologie, il suffit de comparer les formations gélifluées développées sur les granites à biotite du Millevaches où les blocs ne représentent que 5 à 10 % d'une matrice à dominante sableuse et celles qui existent sur les granites leucocrates voisins où les pourcentages de matrice fine et de blocs sont à peu près équivalents. Les deux familles de roches étant dans le même environnement géographique, il est bien évident que seul le paramètre lithologique est intervenu. Ce paramètre se retrouve aussi, par l'intermédiaire des altérations anciennes, responsable de l'abondance plus ou moins marquée de la matrice fine.

B- Les formations issues du démantèlement des versants à corniches et chicots rocheux.

1- L'attaque des versants.

Les versants irréguliers à corniches et chicots rocheux ont connu une attaque sur leurs parois vives, ce qui conduit à des transformations plus marquées que dans le cas de la simple évolution des manteaux d'arène. Le phénomène se remarque surtout dans le coeur du massif du Cantal où les processus périglaciaires ont été plus abondants que ne le laissait supposer l'englacement très tardif décrit par (Y.Veyret, 1978). L'importance des manteaux de blocs oblige à admettre une ablation poussée sur les corniches, surtout si l'on songe au fait que le déglacement a été tardif et que, dans ce cas, le fonctionnement par cryoclastie ne représente qu'une très courte période sur un site donné (Cantal).

Lors des périodes d'englacement, l'ablation des matériaux a surtout été importante en position supraglacière : le redressement en pyramide des parois du Puy Mary ne peut s'expliquer que par une active cryoclastie. Une évacuation concomitante des matériaux par les langues de glace devait se produire alors : elle est indispensable pour expliquer la faible couverture des versants situés au-dessus des grands cirques. De même, il faut imaginer une importante ablation en période de fonte glaciaire : les dépôts fluvio-glaciaires des grandes vallées sont là pour en témoigner. Cet important arrachement de matériaux en période fini-glaciaire et tardiglaciaire se fait à partir de grands névés localisés souvent au contact entre deux familles pétrographiques. Cela conduit non seulement à l'agrandissement du névé, mais aussi à la création de chenaux en baquets qui strient le versant. Selon la taille des névés et la durée de fonctionnement, les chenaux atteignent ou non le talweg principal. On assiste à la mise en place de cônes aplatis plus ou moins étagés à tous les niveaux du versant. Ce dernier est alors irrégulier.

Durant le Tardiglaciaire, les versants se couvrent d'éboulis car la capacité d'évacuation au long des grandes vallées devient nulle. Ce n'est que dans le cas des névés ou des petits cirques que les blocs

éboulés subissent un léger transport (arcs morainiques tardifs, croisants de névés). Partout ailleurs, on assiste à la régularisation progressive des versants, avec recul des corniches et allongement des éboulis ; dès la fonte des glaces, le début d'une concavité basale se développe. La régularisation est encore incomplète dans tout le coeur du massif du Cantal où l'on peut noter plusieurs types d'évolution le long de chaque grande vallée.

- au fond des cirques, les versants demeurent irréguliers avec des corniches nettes. L'échelle de dureté s'exprime avec vigueur dans la topographie : on peut rappeler l'existence des corniches superposées des Rochers de Chamalières, du flanc nord du Puy Mary ou du cirque de l'Impradine. Outre le paramètre lithologique (présence de couches de roches massives), le fonctionnement plus ou moins long de certains processus intervient aussi pour expliquer les différences dans la régularisation : dans le cirque de l'Impradine, les versants situés immédiatement au pied du Puy Mary sont plus irréguliers que ceux qui s'étendent vers l'Est, en raison de la présence plus tardive de névés.

- dès la sortie des cirques, les versants des grandes vallées sont presque entièrement régularisés. De petites corniches subsistent encore (Puy de la Tourte, Suc de la Blatte) mais ne représentent que de toutes petites portions de l'espace (moins de 10 %). La complexité structurale est encore mise en valeur par points : côte à côte s'expriment la corniche andésitique de Roche Taillade et le pointement phonolitique du Roc d'Hozières où l'exploitation de diaclases courbes conduit à des pentes fortes (35 à 40°).

- plus à l'extérieur du coeur du massif, échappent à la régularisation les versants soumis à éboulements et ceux pour lesquels la structure hétérogène impose ses conditions (neck de Laqueuille près de Dienne ou du Rocher de Laval près de Neussargues).

2- La répartition régionale des formations : la part des nuances climatiques et celle de la structure.

Laplace des éboulis de gravité pure est très réduite dans l'espace que nous venons d'étudier (fig. 118). Ces éboulis sont absents

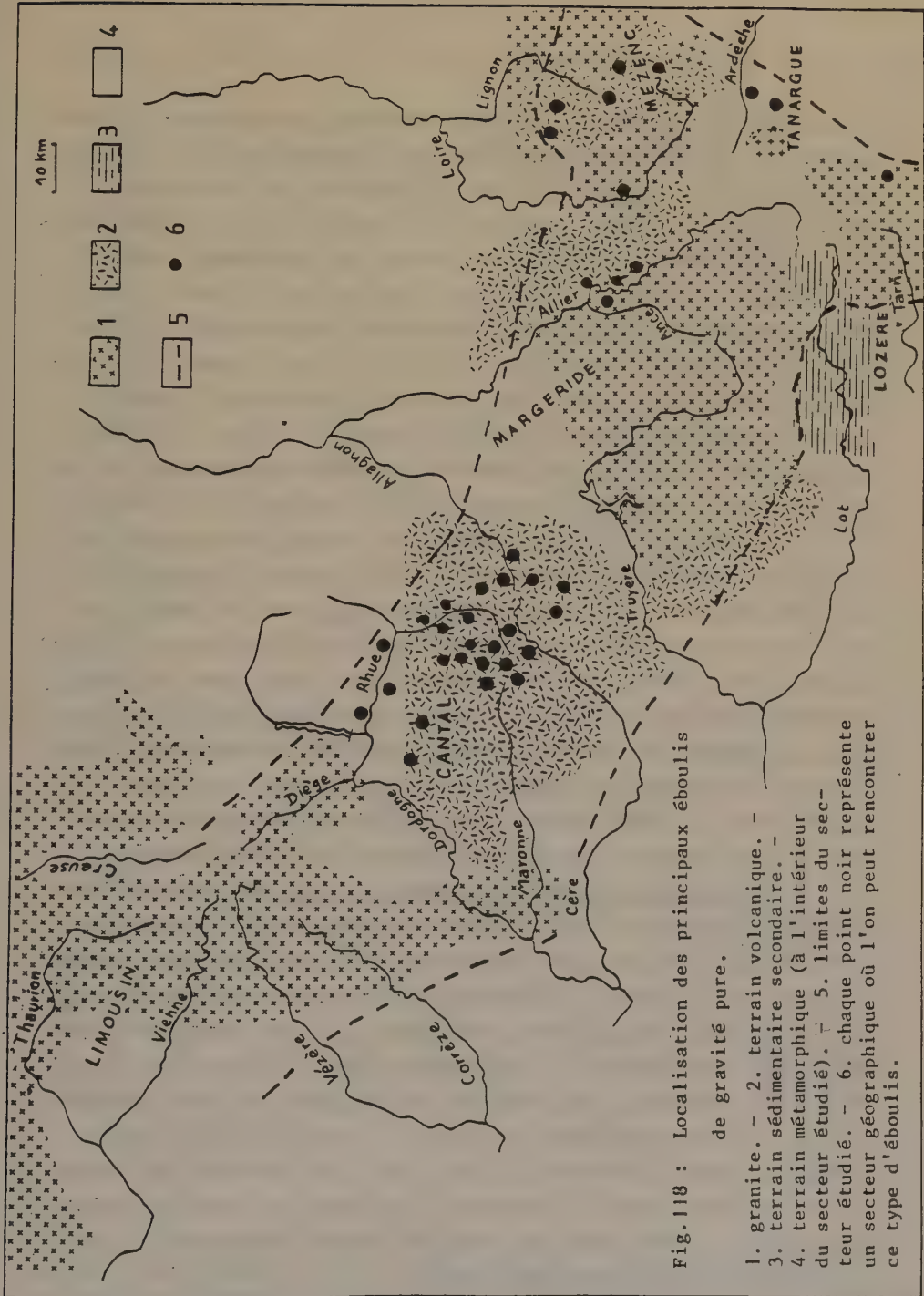


Fig. 118 : Localisation des principaux éboulis
de gravité pure.

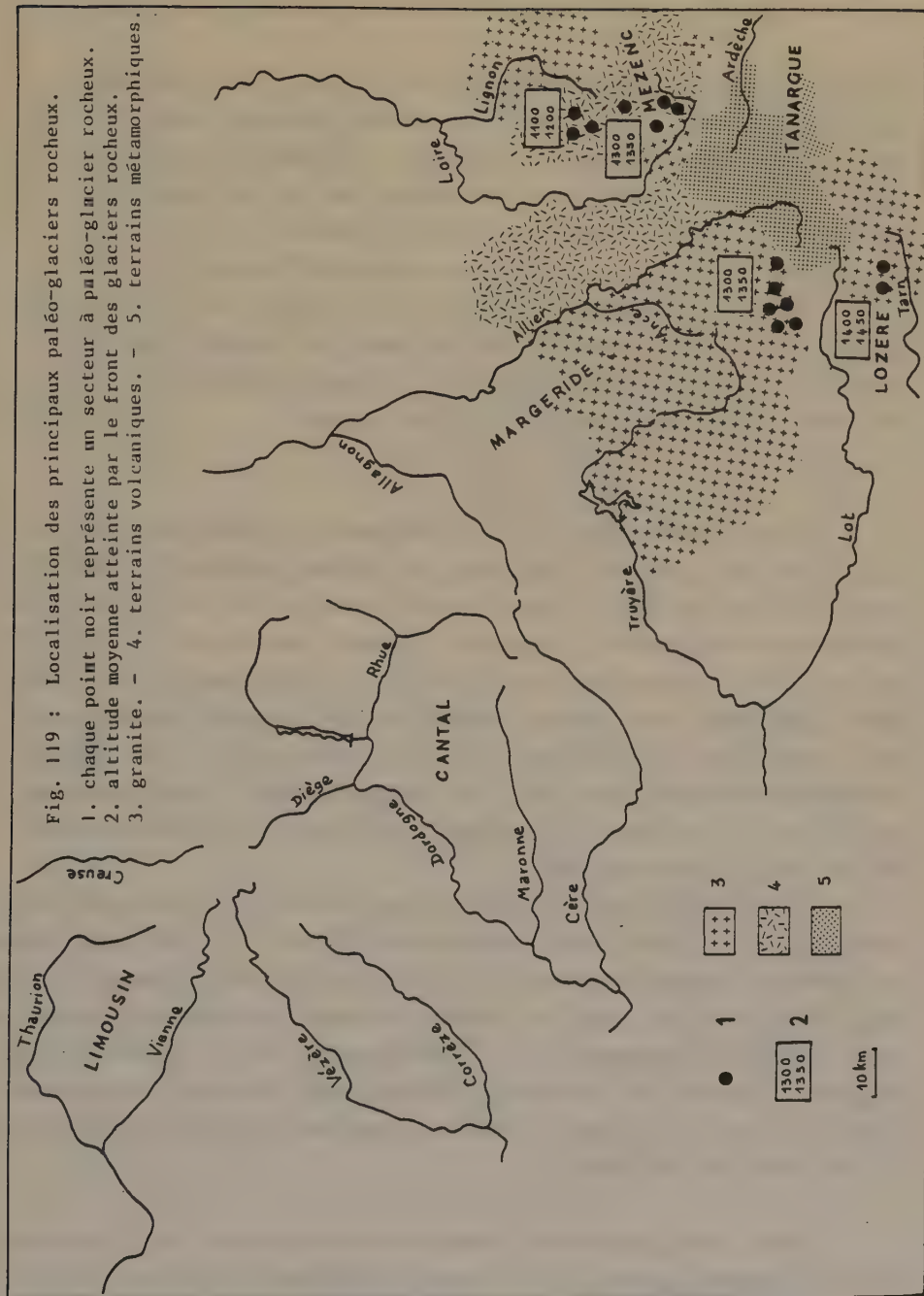
1. granite. - 2. terrain volcanique. -
3. terrain sédimentaire secondaire. -
4. terrain métamorphique (à l'intérieur
du secteur étudié). - 5. limites du sec-
teur étudié. - 6. chaque point noir représente
un secteur géographique où l'on peut rencontrer
ce type d'éboulis.

du Limousin, de Margeride, et ils n'apparaissent au Tanargue et au Mont Lozère que sur les versants redressés de la bordure orientale. Ils ne sont véritablement présents que dans le Cantal et en Velay oriental auxquels il faut ajouter le section de vallée de l'Allier située entre Devès et Margeride. Une telle localisation fait clairement ressortir le rôle de la structure : on ne les trouve que dans le cas de massifs à dimension verticale importante et formés de roches massives surmontant des roches moins résistantes (basalte et trachy-andésite sur brèches volcaniques hétérogènes dans le Cantal, phonolite et basalte sur granite altéré dans le Velay). A ces conditions, il faut ajouter un fonctionnement récent (Tardiglaciaire), sinon la redistribution sur les versants aurait modifié les caractères de ces éboulis en les étalant.

Les éboulis assistés ou flués sont beaucoup plus répandus et peuvent se rencontrer partout dans le Massif Central. Toutefois, ils sont peu fréquents en Limousin ou Margeride où on ne les remarque que sur les granites leucocrates du sommet de l'échelle de dureté. Au Cantal et au Mont Lozère, ils sont abondants, en liaison avec des roches susceptibles d'être fractionnées en blocs peu altérables. La couche basale sur laquelle se produit le fluage est formée de matériaux fins provenant de matériaux plus altérables ou plus finement fractionnés par le gel en raison de l'hétérogénéité pétrographique (panneaux distincts dans une même roche ou contact entre deux unités lithologiques).

Les glaciers rocheux ou rivières de pierres ne se rencontrent que dans le Sud-Est du massif : Velay oriental, Sud de la Margeride, Sud du Mont Lozère (fig. 119). Les conditions de mise en place dépendent beaucoup de la structure : nécessité d'une roche massive donnant des débris grossiers (en Margeride, ces formations n'existent que sur les granites et disparaissent sur micaschistes dans les mêmes conditions de milieu). Cependant, les conditions climatiques sont plus affirmées que pour les deux formations précédentes : leur limite inférieure ne s'abaisse jamais en-dessous de 1100 - 1200 m et se relève vers le Sud (1450 m au Mont Lozère). L'existence d'un ciment de glace comme moteur oblige à les classer parmi les formations encore périglaciaires, mais à la limite de conditions glaciaires.

D'un type très proche sont les grands amphithéâtres sommitaux à remplissage glacio-gélifluidal que l'on trouve aussi dans le Sud-Est



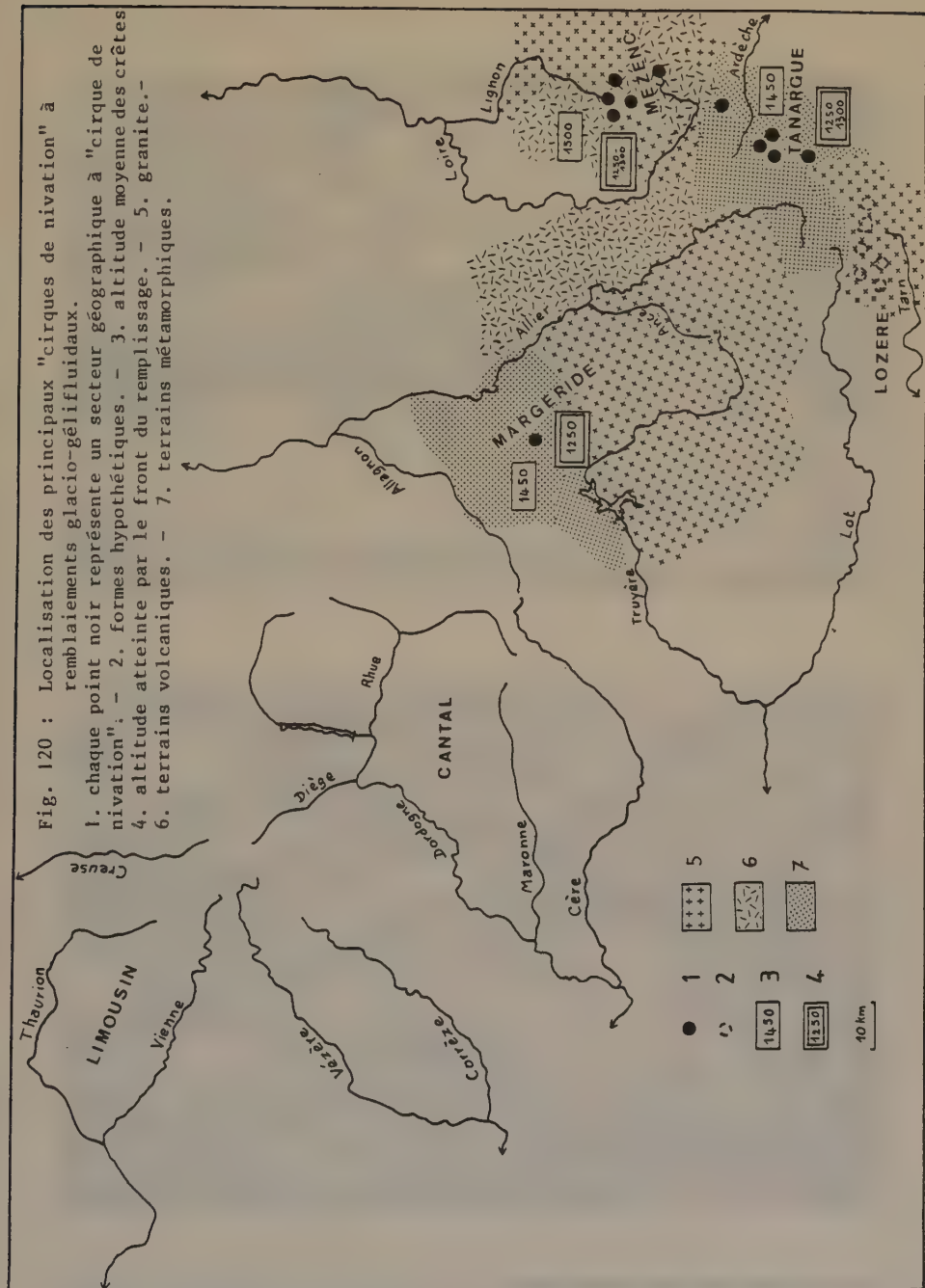
Margeride, Tanargue, Velay oriental (fig.120). Sur le plan climatique les conditions sont aussi celles d'une limite glaciaire /périglaciaire. Les limites les plus basses atteintes par les remplissages sont de l'ordre de 1250 m et s'élèvent vers le Sud-Est. Sur le plan structural, les conditions sont différentes : la lithologie fournit des matériaux de toute taille et n'est pas capable de conserver des parois raides.

Enfin, les formations de type protales rampart ne se rencontrent qu'au pied des parois, dans le coeur du massif du Cantal, là où les conditions climatiques étaient favorables à un bon enneigement et la structure capable de fournir des blocs en abondance.

Après l'étude minutieuse des phénomènes périglaciaires, que peut-on conclure sur l'efficacité réelle de ce système morphogénique dans le cadre du Massif Central ? Certes, nous n'avons pas mis en évidence une modification fondamentale du canevas d'ensemble des modelés, trop lié aux conditions de structure et aux évolutions paléoclimatiques de longue durée. Cependant, nous avons pu montrer que les épisodes périglaciaires sont responsables de modifications à l'échelle du versant. Ces légères transformations conduisent, dans la majorité des cas, à une incontestable régularisation des versants. L'aspect le plus achevé apparaît dans les régions de socle non englacées.

Dans les régions à versants convexo-concaves (Limousin, Margeride, Lozère, secteurs atlantiques du Tanargue et du Velay) la modification affecte tout le versant mais demeure superficielle, dépassant rarement le mètre, sauf en bas de pente. Dans les régions à versants hétérogènes (Cantal), ce sont surtout les corniches qui ont été affectées, mais la régularisation complète du versant est rarement atteinte, faute d'un temps suffisamment long. Certains versants de la bordure rhodanienne ont connu une évolution proche de ce deuxième type.

Même s'ils apparaissent comme peu spectaculaires dans leurs conséquences morphologiques, les épisodes périglaciaires demeurent fondamentaux dans la mesure où ils sont responsables de la mise en place des formations qui ont conditionné toutes les morphodynamiques ultérieures.



En effet, c'est en grande partie à partir de la distribution de ces formations, héritages périglaciaires, que se comprennent les principaux aspects de l'évolution actuelle tant pédologique qu'hydrologique, des versants du Massif Central. La remarque est d'importance dans la mesure où, après intervention de l'homme, c'est toute la répartition de détail des terroirs qui est ainsi conditionnée.

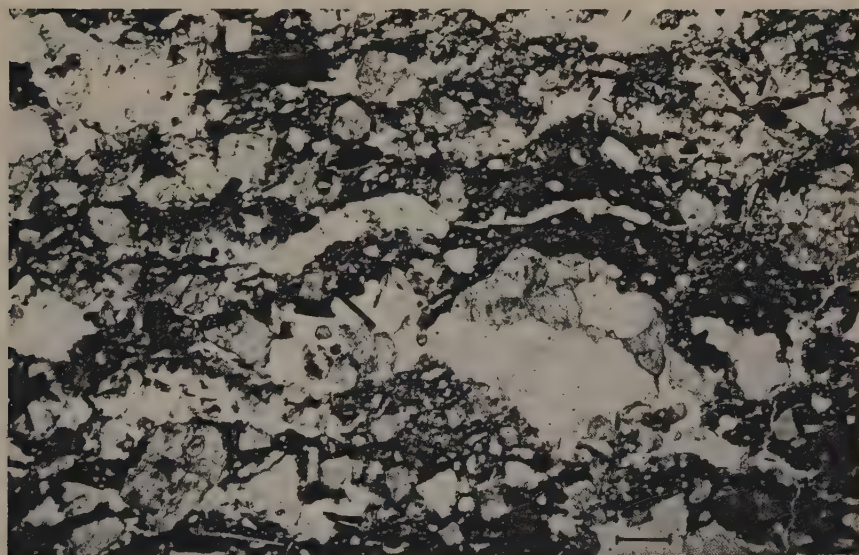
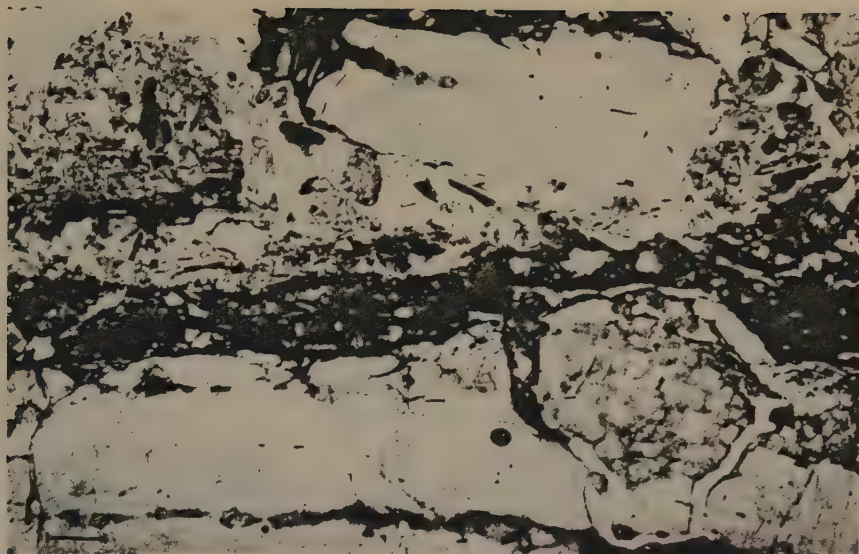


Planche I : Microstructures créées par l'action du gel-dégel profond, avec déplacement sur pente (figures de cryoptation).

En haut : Coupe de Huédour (- 40 cm) (Tanargue). Noter le granoclassement sur une esquille de schiste.

En bas : Coupe de Celle (- 40 cm) (Limousin). Noter l'importance des coiffes sur éléments lithiques et interagrégats. Au centre une coiffe épaisse a été coupée en deux par un épisode de gel tardif.

Échelle 1 mm. 

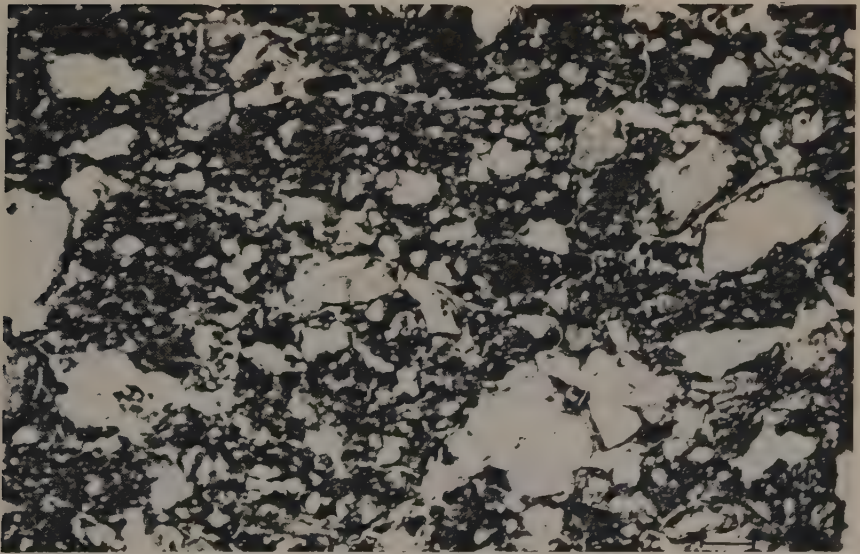
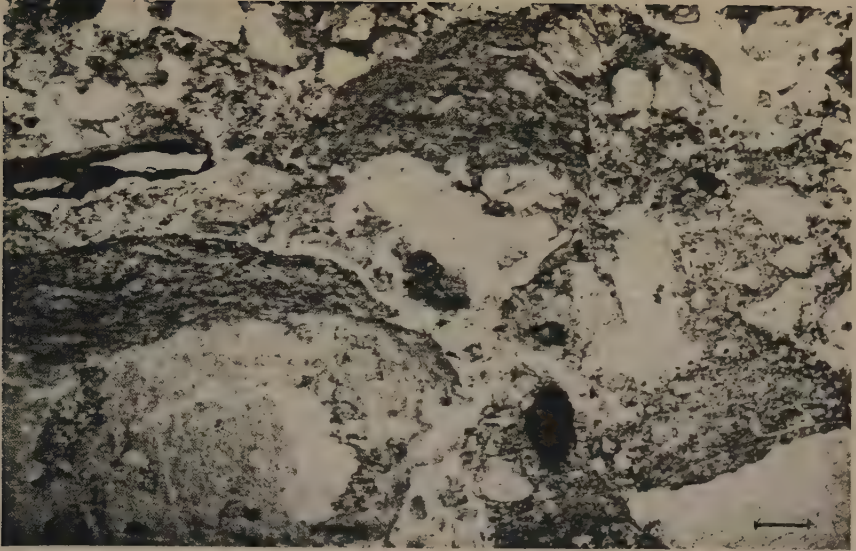


Planche II : Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation.

En haut : Coupe Mont Lozère Sud (- 1 m). Noter l'importance des coiffes sur agrégats et inter-agrégats montrant l'ampleur du froid et sa durée.

En bas : Coupe de Huédour (- 1,2 m) (Tanargue). Microstructures de gélifluxion très étirées. La structuration lamellaire témoigne de l'action du gel/dégel tardif.

Échelle 1 mm. ———



Planche III :

En haut : Réaménagement de la bordure orientale du haut plateau vellave sous la forme de petits cirques suspendus. Région de Médille, au pied nord-oriental du Mont Mézenc.

En bas : Arc morainique tardif dans le cirque de l'Impradine. Noter l'importance de l'éboulis de pied de paroi, le couloir de gélifraction de la Brèche de Roland.



Planche IV :

En haut : Extrémité de la « rivière de pierres » située au Nord de Salarial-Mont Lozère. Noter le front abrupt qui atteint 10 m de hauteur.

En bas : Aspect de la surface d'une « rivière de pierres » descendue du flanc nord-occidental du Mont Mézenc. Noter l'aspect open-work. Les blocs au 1^{er} plan mesurent de 1 m à 1,2 m de grand axe.



Ébauches de cercles de pierres hérités sur le plateau des Valadous (Tanargue); ils sont révélés par le décapage actuel de la pelouse.



CL. RAY HALIN

Modifications des versants par les niches de nivation héritées sur les plateaux au SE d'Aurillac

Planche V

ACHEVÉ D'IMPRIMER LE 13 AOÛT 1984
EDITEC 14 - 13 B° DU M^e JUIN
14000 CAEN
Dépôt légal : août 1984

ISBN 2.7287.0983-1

Dans le cadre régional du Massif Central, l'auteur met en évidence les grands processus d'origine périglaciaire et la distribution géographique des formations qui leur sont liées. Une chronologie relative des divers épisodes est proposée.

La remobilisation des formations héritées, par les phénomènes d'érosion actuels est abordée à partir d'exemples régionaux précis : l'accent est mis, d'une part sur les modelés et dynamiques des versants supraforestiers, et d'autre part sur le remodelage des versants dans les secteurs à forte activité agricole.

MOTS-CLÉS : Massif Central, versants, périglaciaire, altérites, nivation, cryoclastie, espaces supraforestiers, érosion anthropique.

**Photo de couverture : Le Puy Griou
(Cl. Ray Halin)**